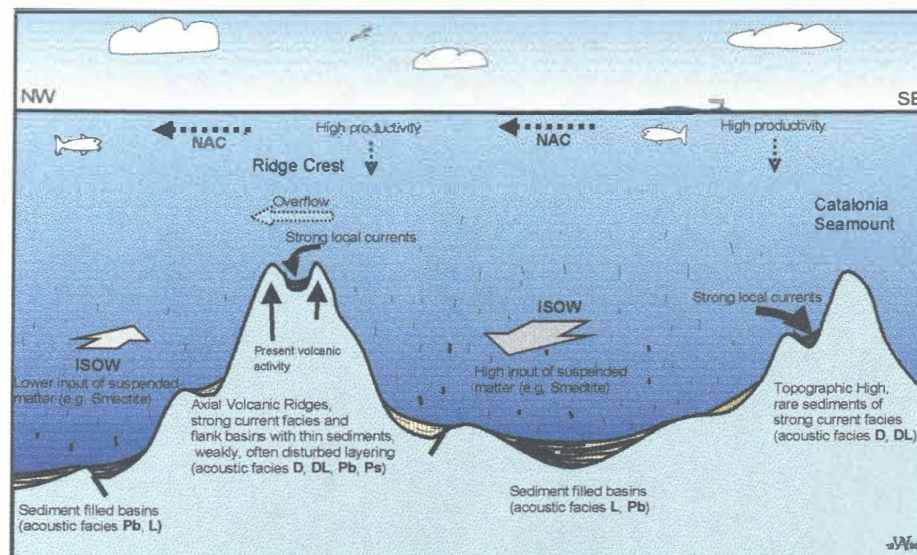


# Der mittelozeanische Rücken: Sedimenteintrag und Sedimenttransport entlang divergierender Plattengrenzen (Nordatlantik)



Abschlußbericht  
zum BMBF-Verbundvorhaben 03 G0508  
Teilprojekt A  
1.1.1991 bis 30.6.1995

H.-J. Wallrabe-Adams  
K. S. Lackschewitz  
B. Gehrke  
J. Thiede

GEOMAR Forschungszentrum für Marine Geowissenschaften  
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel



Dezember 1995

## **Vorbemerkungen und Dank**

Das Projekt zur Untersuchung der Sedimentation im mittelozeanischen Rücken wurde angeregt durch die Ergebnisse der Arbeiten im BMBF-Projekt MFG 00664 "Der Grönland-Schottland-Rücken: Moderne Submarine Geodynamik des wichtigsten 'Hot-Spot'-Systems des Weltmeeres". Dieses Projekt konzentrierte sich auf einen wichtigen geologischen Bereich im Nordatlantik: den sich im Island-Hot-Spot treffenden Strukturen des aktiven Kolbeinsey-Rückens und des aseismischen Grönland-Schottland-Rückens. Im Laufe der Arbeiten entwickelten sich einige sedimentologische Forschungs-Schwerpunkte um über das Projekt hinaus neue Untersuchungsansätze zu verfolgen.

Zugleich begannen Initiativen, ausgehend vom RIDGE-Programm der Vereinigten Staaten, die Untersuchungen im mittelozeanischen Rücken zu internationalisieren (InterRIDGE). Auf nationaler Ebene wurden diese Bestrebungen aufgegriffen und nationale Programme entwickelt ('BRIDGE', Großbritannien; 'Dorsal', Frankreich). Auch in Deutschland fand sich ein Kreis interessierter Wissenschaftler, die sich als 'DeRIDGE'-Initiative verstehen. In diesem Rahmen sind die Arbeiten des mit diesem Abschlußbericht beendeten Projektes zu sehen.

Die politische Entwicklung seit 1989 eröffnete die Möglichkeit, verstärkt Kontakte zu geowissenschaftlichen Instituten der ehemaligen DDR aufzunehmen. Hier liegt ein wichtiges Potential meeresgeologisch erfahrener Forschungsgruppen. Besonders zu nennen sind das damalige Institut für Meereskunde (IFM) in Rostock-Warnemünde (heute Inst. f. Ostseeforschung) und die Sektion Geologische Wissenschaften (heute Fachrichtung Geowissenschaften) der Universität Greifswald. Diese Kontakte entwickelten sich rasch, und es entstand eine sehr fruchtbare und angenehme Zusammenarbeit.

Der BMBF, mit den Projektträgern PLR und BEO, hat das Projekt sehr engagiert unterstützt und auch in schwierigen Phasen sehr unbürokratisch geholfen. Dies begann bereits in der Antragsphase mit der zunächst ungeklärten finanziellen und verwaltungsechnischen Einbindung der Projektpartner aus Warnemünde und Greifswald. Finanzielle Probleme, die sich aus den unvorhergesehenen Schwierigkeiten mit den geplanten Schiffseinsätzen ergaben, wurden ebenfalls schnell gelöst. Somit hat der BMBF wesentlich zum Erfolg des Projektes beigetragen. Ebenso flexibel und unbürokratisch hat sich die Verwaltung des GEOMAR Forschungszentrums für unser Projekt eingesetzt. Die DFG ermöglichte es uns durch zusätzliche Reisemittel unsere Ergebnisse auf einer Reihe internationaler Tagungen vorzustellen.

### **Zusammengefaßte Ergebnisse des Projektes**

Aus dieser ersten detaillierten sedimentologischen Bearbeitung eines Abschnittes des mittelozeanischen Reykjanes Rückens ergaben sich zusammengefaßt folgende Ergebnisse:

- Die Ablagerungen auf den beiden Rücken-Flanken weisen unterschiedliche Sedimentationsraten auf. Die höhere Sedimentationsrate auf der Südost-Flanke wird durch den relativ hohen Suspensionsanteil des Iceland-Scotland Overflow Water gesteuert.
- Die sedimentären Ablagerungen an morphologisch exponierten Lagen (Rückenachse, Seamounts) zeigen eine deutliche erosive Strömungsbeeinflussung, während in strömungsgeschützten Beckenpositionen eine verstärkte Akkumulation feinkörniger Sedimente stattfindet.
- Der submarine vulkanogene Eintrag, der ausschließlich aus basaltischen Gläsern besteht, ist sehr gering und beschränkt sich auf den zentralen Rückenbereich.
- In allen Kernen treten Zonen mit eistransportiertem vulkanogenem Material auf, das von Island stammt.
- Die Tonmineralverteilung spiegelt insbesondere den unterschiedlichen Eintrag durch die Tiefenwassermassen und den Eistransport während der letzten 70 000 Jahre wider.
- Die Sedimentzusammensetzung zeigt deutlich die Variabilität des isländischen und laurentischen Eisschildes und abrupte klimatische Schwankungen während des letzten Glazials an. Diese lassen sich zum Teil nicht mit den Schwankungen des skandinavischen Eisschildes korrelieren.

## Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung	4
1.1 Voraussetzungen und Ablauf des Projektes	5
1.2 Expeditionen	6
2 Wissenschaftlicher Stand bei Projektbeginn	9
3 Ergebnisse	9
3.1 Prozesse und Bilanzierungen des Sedimenttransports und des Sedimenteintrags innerhalb des Reykjanes Rückens zwischen 59°-60°N	10
3.1.1 Sedimentologische, mikropaläontologische und geochemische Proxydaten	10
3.1.2 Zeitliche Verteilungsmuster sedimentologischer und geochemischer Grundparameter	10
3.1.3 Hochakkumulations-Gebiet innerhalb der südöstlichen Rückenflanke	17
3.1.4 Erosionsprozesse bzw. Restsedimentbildung am unteren Hang des Catalonia Seamounts	20
3.1.5 Sinkgeschwindigkeitsuntersuchungen an ausgewählten Kernen-Proben	23
3.1.6 Zusammensetzung und Verteilung der lithogenen Feinfraktion	33
3.1.7 Zitierte Literatur	59
3.2 Gesamtdarstellungen und spezielle Ergebnisse in Manuskripten	64
3.2.1 Morphology and modern depositional environment of the Reykjanes Ridge between 59°N - 60°N: Evidence for topography- and current-controlled deposition	64
3.2.2 Late Quaternary sedimentation in the mid-oceanic Reykjanes Ridge: Clay mineral assemblages and depositional environment	95
3.2.3 Composition and origin of volcanic ash zones in Late Quaternary sediments from the Reykjanes Ridge: Evidence for ash fallout and ice-rafting	112
3.2.4 Late Quaternary northern ice sheets fluctuations: Evidence from short-term variations in the sediment composition of northwestern North Atlantic sediment cores	137
4 Zusammenfassung und Perspektiven	158
5 Publikationen der Projektmitarbeiter	159
Anhang	



## 1 Einleitung

Mittelozeanische Rücken (MOR) bilden eine der wichtigsten geologischen Grenzen auf der Erde. Die Rücken markieren Nahtstellen divergierender Lithosphärenplatten, an denen fortlaufend neue Kruste gebildet wird und ein intensiver Stoffaustausch zwischen Litho- und Hydrosphäre stattfindet. Die Untersuchung von mittelozeanischen Rücken, ihrer Struktur, Entwicklung und Zusammensetzung ist grundlegend für das Verständnis der globalen Plattentektonik und verdeutlicht komplexe Wechselwirkungen zwischen Tektonik, Vulkanismus, Sedimentation und Hydrothermalismus entlang divergierender Plattengrenzen. Zahlreiche Arbeiten haben bereits begrenzte Abschnitte des MOR in ihrer Struktur und Rückengeometrie erforscht, dabei im wesentlichen aber die Tektonik und Magmengenese im Vordergrund standen (u.a. BALLARD et al. 1975, MCGREGOR & RONA 1975, LONSDALE 1977b, LONSDALE & SPIESS 1980, HEY et al. 1986, KASTENS et al. 1986, MACDONALD et al. 1986). In diesem Zusammenhang sind auch die Untersuchungen hydrothermaler Ablagerungen zu sehen.

Vulkanische Prozesse, hydrothermale Aktivitäten und der Eintrag klastischen, silikatischen und biogenen Materials bedingen aber eine komplexe Vergesellschaftung unterschiedlicher Sedimentfazies, wobei die Wechselwirkung zwischen Sedimentation, Morphologie und Geodynamik innerhalb und in der nahen Umgebung aktiver mittelozeanischer Rücken noch weitgehend unbekannt ist. Bei vielen bisherigen Arbeiten zu sedimentären Ablagerungen innerhalb des mittelozeanischen Rückens blieben zudem die Fragen nach den räumlichen und zeitlichen Veränderungen in den Sedimentationsprozessen weitgehend unbeachtet. Die Kenntnis der prinzipiellen Sedimentationsbedingungen können dazu beitragen, andere grundlegende Prozesse zu klären. Zu denken ist zum Beispiel an die Frage der Verbreitung von Stoffen aus dem Austausch zwischen Kruste und Meerwasser, oder an die Frage der Migration von Organismen die speziell an hydrothermale Austrittsstellen angepaßt sind, entlang der Rücken.

Das Verbundprojekt "Der aktive mittelozeanische Rücken" sollte einen Beitrag zur Charakterisierung der geologische-sedimentologischen Verhältnisse des nördlichen mittelatlantischen Rückens leisten. Ausgewähltes Untersuchungsgebiet war der Reykjanes-Rücken etwa zwischen 57° u. 62°N. Das Verbundprojekt bestand aus den Teilprojekten A: *"Der aktive mittelozeanische Rücken: Sedimenteintrag und Sedimenttransport entlang divergierender Plattengrenzen (Nordatlantik)"*, GEOMAR, Teilprojekt B: *"Morphologische Formen, Lagerungsverhältnisse und physikalische Eigenschaften der Sedimente"*, IOW und Teilprojekt C: *"Sedimentologische, geochemisch-mineralogische und biostratigraphische Untersuchungen mariner, terrigener und vulkanogener Komponenten in MOR-Ablagerungen des Reykjanes-Rückens"*, FB Geowiss. Univ. Greifswald.

Ziel des Verbundvorhabens war die Entwicklung eines Modells zur Genese des Sedimentationsraumes "Mittelozeanischer Rücken" ("MOR-Sedimente"). Im Rahmen des Projektes sollten folgende Problemkreise bearbeitet werden:

- Charakterisierung von Sedimentfaziestypen;
- Zuordnung von Bildungsprozessen und Partikelassoziationen;
- räumliche Verteilungsmuster von einzelnen Sedimenttypen;
- Kenntnis der chronologischen Folge von Faziestypen, d.h. der zeitlichen Folge von Bildungsprozessen;

Ziel des Teilprojektes A war es, anhand sedimentologischer und geologischer Untersuchungen die Ablagerungen im Rücken zu charakterisieren (Sedimentfazies) und die Bildungsprozesse zu rekonstruieren. Schwerpunkte waren zum einen die Oberflächensedimente als Abbild rezenter Vorgänge und zum anderen die Kernsedimente zur Erfassung der zeitlichen Veränderlichkeit im Sedimentationsgeschehen. Weiterhin sollte die räumliche Verteilung der Sedimenttypen in Abhängigkeit von der Rückenmorphologie und sekundären Ablagerungsprozessen (Umlagerung) untersucht werden.

Ein neuer Schwerpunkt ergab sich im Laufe der Projektarbeiten mit paläoozeanographisch-paläoklimatischen Fragestellungen. Die Lage des Arbeitsgebietes im nordwestlichen Nordatlantik und die z.T. stratigraphisch hochauflösenden Kerne eröffneten die Möglichkeit Aussagen zur klimatischen Entwicklung seit der letzten Eiszeit zu machen. So konnte anhand des eistransportierten Materials und der karbonatischen Mikroorganismen der wechselnde Einfluß der nordischen Eisschilde und wärmerer Oberflächenwassermassen im Nordatlantik während der vergangenen 70 000 Jahre detaillierter als bisher untersucht werden (Kap. 3.2.4).

Teilprojekt **B** untersuchte die sedimentphysikalischen Eigenschaften der Ablagerungen und bestimmte anhand akustischer Methoden die Verteilung und Mächtigkeit der Ablagerungen im Arbeitsgebiet.

Das Teilprojekt **C** konzentrierte sich auf geochemische Untersuchungen, speziell die phasenspezifische Bindung bestimmter Elemente im Sediment. Ein weiterer Schwerpunkt war die biostratigraphische Untersuchung der Sedimentoberflächen und ausgewählter Kerne anhand von Foraminiferen. Ein weiterer Schwerpunkt war die Komponentenanalyse unter besonderer Berücksichtigung der Kornoberflächen.

Die Ergebnisse der Teilprojekte B und C sind in eigenen Zwischen- und Abschlußberichten nachzulesen. Einige gemeinsame Tagungsbeiträge und Manuskripte beinhalten Ergebnisse zweier oder aller Teilprojekte (vergl. Kap.3.2.1 u. verschiedene Abstracts und Publikationen im Anhang).

## 1.1 Voraussetzungen und Ablauf des Projektes

Das Projekt war von Anfang an als Verbundprojekt konzipiert. Verbundprojektpartner waren:

- Institut für Ostseeforschung Warnemünde (IOW), Dr. R. Endler und Mitarbeiter  
Teilprojekt 03G0508B: „Morphologische Formen, Lagerungsverhältnisse und physikalische Eigenschaften der Sedimente“
- Fachrichtung Geowissenschaften der Universität Greifswald, Prof. Dr. J. Mrazek und Mitarbeiter  
Teilprojekt 03G0508C: „Sedimentologische, geochemische-mineralogische und biostratigraphische Untersuchungen an marinen, terrigenen und vulkanogenen Komponenten in MOR-Ablagerungen des Reykjanes-Rückens“

Zusätzliche BMBF-Projekte, die in direktem Zusammenhang mit dem Verbundprojekt stehen:

- Inst. f. Ostseeforschung (IOW): „Sedimentation am Reykjanes Rücken - Forschungsfahrt SONNE 82“ (Förderkennzeichen 03G0082A, Dr. R. Endler)
- Universität Rostock: „Sedimentation im Reykjanes Rücken - Sedimentecholotung“ (Prof. Dr. G. Wendt)

An der Durchführung des Teilprojektes 03G0508A waren beteiligt:

Grundausrüstung:	Prof. Dr. J. Thiede (Projektleiter)
Projektmittel:	Dr. H.-J. Wallrabe-Adams
	Dr. K. S. Lackschewitz
	B. Gehrke

Im Rahmen wissenschaftlich und technischer Zusammenarbeit waren folgende KollegInnen beteiligt:

Dr. H. Erlenkeuser (Inst f. Kernphysik, CAU Kiel)	Isotopenstratigraphie
Dr. G. Bonani ( $^{14}\text{C}$ -Labor, ETH Zürich, Schweiz)	Phys. Altersdatierung
Dr. J. Heinemeier ( $^{14}\text{C}$ -Labor, Århus, Dänemark)	Phys. Altersdatierung
Dr. K.-H. Baumann (GEOMAR, jetzt Univ Bremen)	Nannoplankton
Dr. G. Bohrmann (Geomar, Mar. Umweltgeol.)	Geochemie, XRD
Dr. H. Lange	Tonmineralogie
W. Rehder (Geol.-Paläont. Inst, CAU Kiel)	Radiographie
Dr. C. Devey (Geol.-Paläont. Inst, CAU Kiel)	Geochemie, RFA
Dr. D. Garbe-Schönberg (Geol.-Paläont. Inst, CAU Kiel)	Geochemie, ICP-MS
Dr. Ackermann (Mineral. Inst, CAU Kiel)	Geochemie, Mikrosonde
J. Freitag (Geomar, Vulkanologie)	Geochemie, Mikrosonde
P. Laeske (Geomar Technologie GmbH)	Geochemie, Mikrosonde
Prof. Dr. A. V. Altenbach (Paläont. Inst, München)	Mikropaläontologie
Dr. J. Mienert (Geomar, Lithothek)	Sedimentphysik
Dr. R. Oehmig (Geomar, Paläo-Ozeanologie)	Sedimentationswaage
Dr. J. Rumohr (Geomar, Steno-Labor)	Sedimentationswaage
Dr. A. v. Doetinchem (Geomar Technologie GmbH)	Rasterelektronenmikroskop
Dr. A. Thies (Geol.-Paläont. Inst., CAU Kiel)	Mikropaläontologie
Dr. J. Dehn (GEOMAR, jetzt Geol. Survey Japan)	Vulkanologie

Für die Projektarbeiten konnten technische Einrichtungen aus der Grundausrüstung des GEOMAR Forschungszentrums genutzt werden.

## 1.2 Expeditionen

Vom 17. bis 30. Oktober 1992 wurde die Expedition SO 82 mit dem FS SONNE unter der Leitung des IOW durchgeführt (BMFT-Projekt: "Sedimentation am Reykjanes Rücken - Forschungsfahrt SO82", Förderkennzeichen 03 G0082A). Die Expedition hatte den Reykjanes Rücken im Bereich zwischen 58°N und 60°N zum Ziel.

Schwerpunkte der Reise waren eine detaillierte bathymetrische Vermessung mit Hydrosweep, Einsätze von Parasound und dem Rostocker Echolot SEL90 sowie Untersuchungen zur Sedimentologie der Rückenzone. Die zahlreichen neu gewonnenen Ergebnisse können dem Fahrtbericht der SO82-Expedition (ENDLER & LACKSCHEWITZ 1993) entnommen werden. An sieben Stationen wurden Sedimentkerne gewonnen.

Vom 30. 8. bis 17. 9. 1993 nahmen 13 Wissenschaftler und zwei Techniker der Projektpartner an der Expedition LO09 mit FS PROFESSOR LOGACHEV (St. Petersburg) unter der Leitung des GEOMAR Forschungszentrums teil. Die Expedition hatte erneut das Gebiet zwischen 58°N und 60°N am Reykjanes Rücken – das Gebiet der Fahrt SO82 – zum Ziel. Schwerpunkt der Reise war die Ergänzung des Probennetzes innerhalb des während SO82 kartierten

Arbeitsgebietes, sowie die weitere bathymetrische Vermessung mit dem Rostocker Echolot SEL90. Weitere 23 Stationen wurden beprobt (WALLRABE-ADAMS & LACKSCHEWITZ 1993).

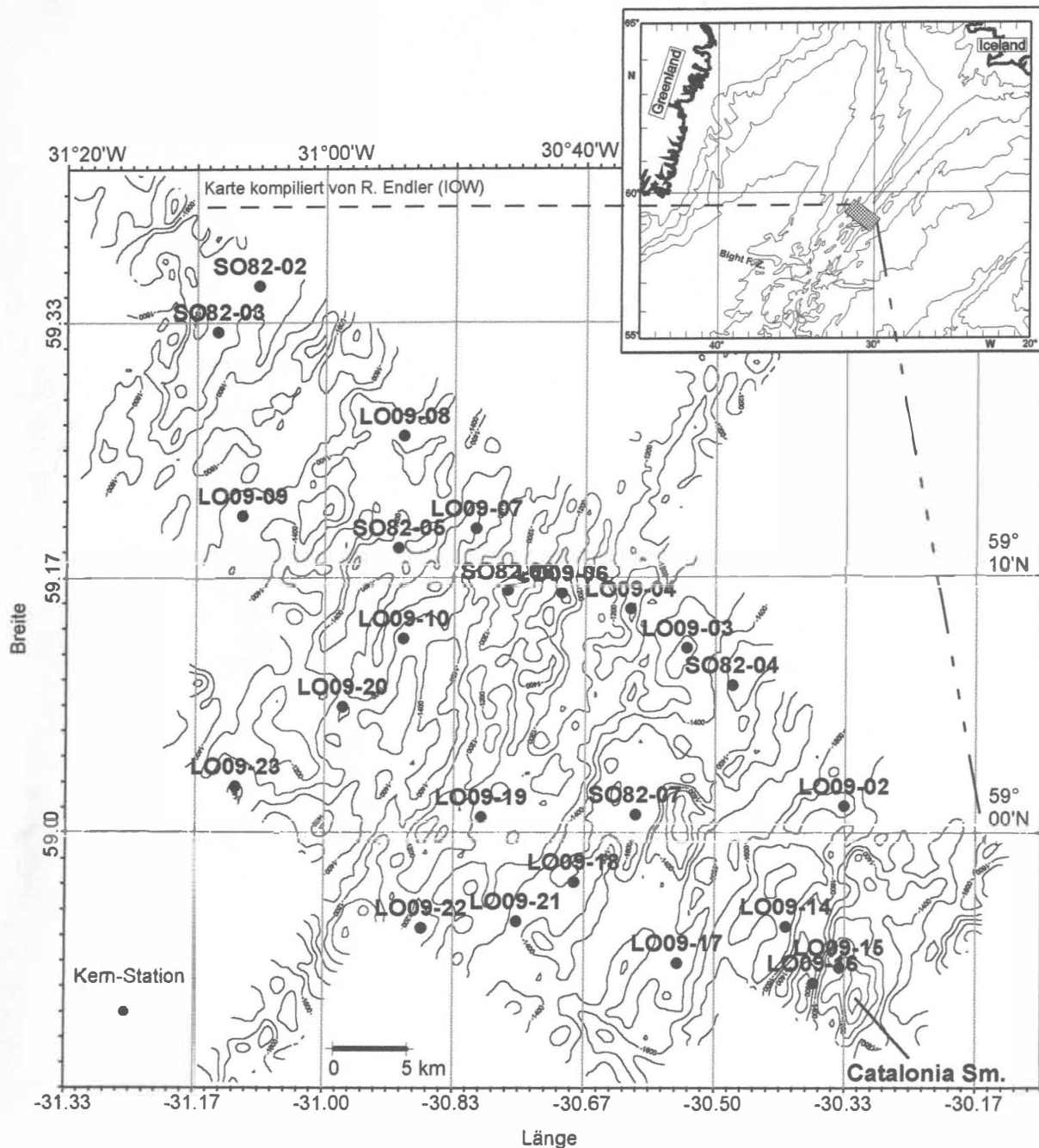


Abb. 1: Sediment-Stationen im Reykjanes Rücken.

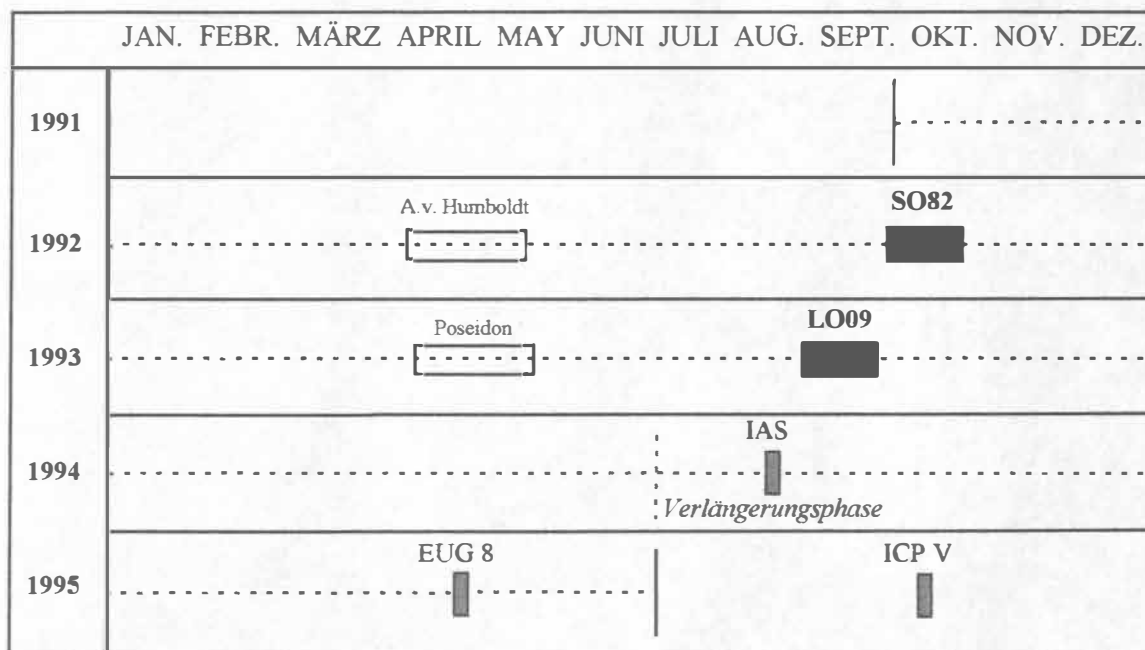
Im Laufe dieser Expeditionen wurden insgesamt 27 Großkastengreifer-, 13 Kastenlot- und 21 Schwerelot-Einzätze erfolgreich gefahren. Zusammen wurden ca. 199m Sedimentkerne gewonnen. Die Tabelle 1 gibt einen Überblick über den Stand der Bearbeitung bis zur Vorlage des Abschlußberichtes.

Tab. 1: Stand der Probenbearbeitung bis zum 31. Dez. 1995  
(Kernanzahl; GKG=Großkastengreifer, KAL=Kastenlot, SL=Schwerelot).

Sedimentologie		Tonmineralogie		Geochemie		Core logging (*)	
(Grobfraktion, incl. Datierung)				(Gesamtsediment, vulk. Part.)			
SO82	LO09	SO82	LO09	SO82	LO09	SO82	LO09
Alle Oberflächen-Proben 7 GKG 6 KAL	Alle Oberflächen-Proben 5 GKG 5 KAL 2 SL	Alle Oberflächen-Proben 6 GKG 4 KAL	Alle Oberflächen-Proben 1 GKG 3 KAL 1 SL	Alle Oberflächen-Proben 4 GKG 4 KAL	Alle Oberflächen-Proben 2 KAL	6 SL	14 SL

(\*) Die physikalischen Messungen wurden von den Arbeitsgruppen Dr. J. Mienert (GEOMAR) durchgeführt.

Der folgende Balkenplan veranschaulicht den Ablauf des Projektes anhand der durchgeführten Expeditionen. Im Projektverlauf wurden Zwischenergebnisse auf verschiedenen internationalen und nationalen Tagungen vorgestellt (s. Anhang). Die Finanzierung der Tagungsreisen erfolgte z.T. aus dem Projekt, z.T. aus DFG-Anträgen.



Geplante aber nicht durchgeführte Expeditionen mit FS A.v. Humboldt und FS Poseidon

IAS = 14. Int. Sedimentological Congress, Recife, August 1994; EUG 8 = 8. European Union of Geosciences Congress, Strasbourg, April 1995; ICP V = 5. Int. Conference on Paleooceanography, Halifax, Oktober 1995



## 2 Wissenschaftlicher Stand bei Projektbeginn

Aktive Spreizungsrücken weisen sehr unterschiedliche Spreizungsgeschwindigkeiten auf. Auf den Rücken mit großen und sehr großen Spreizungsraten, z.B. des pazifischen Raumes, tritt - wenn überhaupt - nur eine sehr lückenhafte Sedimentbedeckung auf. Die hohe tektonische Aktivität fördert die hydrothermale Konvektion und die Ablagerung hydrothermalen Präzipitate.

Dagegen kann sich auf den Rücken mit geringen Spreizungsraten (z.B. Mittelatlantischer Rücken) deutlich mehr Sediment ansammeln. Außerdem ist die Sedimentation zu unterschiedlichen Zeiten verschieden: in den Phasen aktiver Akkretion und Spreizung lagern sich vulkanogene Schichten mit hohen Sedimentationsraten ab, andere Sedimente treten zurück; in den Phasen der Inaktivität werden dagegen klastische und biogene Sedimente akkumuliert (LACKSCHEWITZ & WALLRABE-ADAMS 1990, LACKSCHEWITZ 1991). So kann eine Abfolge von vulkanogenen und pelagischen Schichten entstehen. Mit zunehmender Entfernung von der Rücken-Achse wächst der Anteil der "normalen" marinen Sedimentation (BAUMANN et al. 1993).

Verbunden mit den aktiven Rifting-Phasen sind hydrothermale Prozesse, die ebenfalls - je nach ihrer Intensität - einen mehr oder weniger deutlichen Einfluß auf die Sedimentation ausüben wie u.a. Untersuchungen von RONA et al. (1984) und METZ et al. (1988) aus dem TAG-Gebiet im südlichen Nordatlantik zeigen.

Detaillierte Untersuchungen zu sedimentären Prozessen im mittelozeanischen Rücken wurden bisher nicht durchgeführt, mit Ausnahme der eigenen Arbeiten im Kolbeinsey Rücken.

Als Grundlage für die geplanten Untersuchungen waren Übersichts- und Detailkartierungen des Meeresbodens im geplanten Arbeitsgebiet nötig. Sedimentecholot-Messungen sollten Aufschluß über Sedimentverteilungen und die gegenwärtigen Ablagerungs- und Umlagerungsprozesse geben.

Der Charakter der polygenetischen Sedimente, ihrer Zusammensetzung und Bildungsbedingungen sollten durch die Untersuchung der

- Sedimentpetrographie (Korngrößen-, Fein-, u. Grobfraktions-Analyse etc.),
- der geochemischen Zusammensetzung der Sedimente
- und der relativen u. absoluten Altersdatierungen

bestimmt werden. Dazu speziell u.a. die

- Untersuchung der chemischen Zusammensetzung z.B. vulkanogener Komponenten,
- Verteilung bestimmter Elemente (z.B. Fe, Mn, As, Ba) zur Abschätzung des hydrothermalen Einflusses,
- Untersuchung der Sedimentverteilungs-Mechanismen durch Sinkgeschwindigkeits-Analysen, Interpretation der akustischen Fazies und der regionalen Verteilungsmuster.

## 3 Ergebnisse

Die wichtigsten im Rahmen des Vorhabens erreichten Ergebnisse wurden bereits in einer Reihe von Publikationen und Tagungspräsentationen dargestellt (Anlage). Aufgeführt werden daher hier nur Ergebnisse, die bisher nicht oder nur teilweise veröffentlicht wurden. Dazu gehören die erzielten Ergebnisse im Rahmen einer Dissertation (B. Gehrke) und die

Auswertungen von Kernuntersuchungen, die bis Ende 1995 noch durchgeführt wurden. Die jüngsten Resultate werden im folgenden Text dargestellt. Ein wesentlicher Teil der Ergebnisse wird zur Zeit zur Publikation vorbereitet oder wurde bereits zum Druck eingereicht. Diese Manuskripte sind in einem gesonderten Kapitel (3.2) zusammengestellt.

### **3.1 Prozesse und Bilanzierungen des Sedimenttransports und des Sedimenteintrags innerhalb des Reykjanes Rückens zwischen 59°-60°N**

#### **3.1.1 Sedimentologische, mikropaläontologische und geochemische Proxydaten**

Die Zusammensetzung der Oberflächensedimente des Mittelatlantischen Rückens im Bereich hoher Breiten wird im wesentlichen durch die unterschiedlichen wassermassenabhängigen vertikalen Flußraten von Hartteil-tragenden Planktonorganismen, die vertikalen terrigenen Partikelflüsse aus Meereis und Eisbergen, die Siedlungsdichten und Aktivitäten von Benthosorganismen, die laterale Zufuhr und Umverteilung biogener und detritischer Komponenten von den benachbarten Kontinenten und Schelfgebieten sowie vom Eintrag vulkanogener und hydrothormaler Komponenten gesteuert (LACKSCHEWITZ 1991, PAETSCH 1991, BOHRMANN 1991, BAUMANN et al. 1993, LACKSCHEWITZ et al. 1994a, LACKSCHEWITZ et al. 1994b, LACKSCHEWITZ et al. im Druck). Somit kann erst durch die vergleichende Erfassung aller sedimentologischen, mikropaläontologischen und geochemischen Parameter ein genaues Bild der Veränderungen der sie kontrollierenden sedimentologischen, paläozoo-graphischen, hydrodynamischen und vulkanischen Prozesse entworfen werden (siehe 3.2 bis 3.6). Wichtige Leitparameter sind u.a. die planktischen Foraminiferen, das Nannoplankton und der Gesamtkarbonatgehalt, da sie eine Abschätzung der Kalkschalenproduktion aus den verschiedenen Oberflächenwassermassen ermöglichen (siehe 3.6.1. und 3.6.4.). Weitere wichtige Parameter sind a) die Gehalte an terrigener Grobfraction als ein Abschätzungsmaß für den Eintrag an grober Eisbergfracht b) die terrigene Feinfraction als Anzeiger für die Bodenwasserverhältnisse und für mögliche Liefergebiete, c) die aus den Sinkgeschwindigkeitsverteilungen ableitbaren Akkumulations- und Resuspensionsvorgänge, d) vulkanische Gläser als Anzeiger für submarine und/oder subaerische vulkanische Eruptionen, e) die geochemische Zusammensetzung der Sedimente als Hinweis für hydrothermale Imprägnationen.

#### **3.1.2 Zeitliche Verteilungsmuster sedimentologischer und geochemischer Grundparameter**

Anhand von 12 Kastenloten bzw. Schwereloten aus dem Reykjanes Rücken zwischen 59° und 60° N konnten die sedimentologischen und klimatischen Veränderungen während der letzten 70 000 Jahre im Detail erfaßt werden. Eine detaillierte Darstellung der Ergebnisse und deren Interpretationen kann den zum Druck eingereichten Manuskripten unter 3.6.2 bis 3.6.4 entnommen werden. Die Untersuchungen zur geochemischen Zusammensetzung der Sedimente sind in dem beigelegten Manuskript aus dem Zentralblatt für Geologie und Paläontologie dargestellt. Daher wird im folgenden nur eine kurze Darstellung der wichtigsten Veränderungen in der Sedimentzusammensetzung und ihre Ursachen am Beispiel der bisher nicht zur Veröffentlichung eingereichten Ergebnisse der Kerne SO82-3, LO09-10, -14, -15, -16, -17 gegeben (Abb. 2-10). Da die Kerne LO09-14 und LO09-15 einen jeweils besonderen Faziesraum darstellen, werden diese gesondert in den anschließenden Kapitel beschrieben.

Die stratigraphische Einstufung der Sedimentkerne wurde zum einen auf Sauerstoffisotopenkurven der planktischen Foraminifere *Globigerina bulloides* begründet, zum anderen auf absolute Datierungen und die markanten Aschenlagen AZ I und AZ II. Markante Veränderungen im Verlauf der Kohlenstoffisotopenprofile konnten bei der Beurteilung fraglicher Kurvenstrukturen flankierend verwendet werden. Als markante stratigraphische Fixpunkte wurden die Ereignisse 4.22, 3.1, das Einsetzen der letzten Abschmelzphase (Termination IA), deren Beginn mit 15.8 ka datiert werden konnte, und der Beginn des Holozäns herangezogen, weil diese in den meisten Kernen am deutlichsten sind. Darüberhinaus sind die Aschenlagen AZ II mit einem Alter von 57,5 ka und AZ I mit einem Alter von 10.6 ka wichtige Altersfixpunkte (siehe Abb. xy). Der Verlauf der planktischen Sauerstoffisotopenprofile wird, über die Abfolge globaler Klima- und Eisvolumenschwankungen hinaus, durch kurzfristige Schmelzwassereinbrüche von den umgebenen Eisschilden geprägt. Diese Eisbergströme führen dem Oberflächenwasser vermehrt  $^{16}\text{O}$ -Isotopen zu. Dadurch bewirken sie kurzfristige negative Ausschläge im  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis um bis zu 3‰ (siehe LO09-16). Ein solches Ereignis konnte in den hier untersuchten Kernen auf ein Alter von 19,5 ka datiert und regional korreliert werden. Die Abfolge der beobachteten terrigen- und biogenen Karbonat-"Ereignisse" entspricht weitgehend dem letzten Glazial- und Interglazialzyklus und kann mit Änderungen in der Paläo-Ozeanographie und dem Paläoklima korreliert werden (s.a. Kap. 3.6.4). Die Gehalte an grobem terrigenem Material in den glazialen Sedimenten der Kerne spiegeln die Ablagerungen von eistransportiertem Material aufgrund vom Abschmelzen des Meer- und Gletschereises wider. Hohe Karbonatanteile verbunden mit hohen Anteilen subpolarer planktischer Foraminiferenarten und dem Auftreten von Nannoplankton deuten dagegen auf den Einstrom von warmen Nordatlantikwasser hin. Dies ist besonders mit dem Beginn des Holozäns zu beobachten, kann aber auch innerhalb des letzten Glazials im Zeitraum von 55 bis 53 ka beobachtet werden. Die auffällig hohen Schwankungen im IRD-Eintrag werden auf relativ hohe Instabilitäten der umgebenen Eisschilde zurückgeführt. Die Zusammensetzung des IRD zeigt, daß auch ein signifikanter Anteil an basaltischem Glas von Island angeliefert wurde (s.a. Kap. 3.6.3). Daher muß angenommen werden, daß Änderungen im Eintrag von basaltischem Material durch Oszillationen des Isländischen Eisschildes hervorgerufen wurden. Somit stellt die Kurve basaltischer Gläser zusammen mit der IRD-Kurve ein Maß für die Schwankungen im Isländischen Eisschild während der letzten 70,000 Jahre dar. Umlagerungsprozesse sind in den Kernen z. B. als Turbidite oder 'mass flow' Ablagerungen angezeigt, und die in den Korngrößenkurven teilweise deutlich erkennbar sind (Abb. 5, LO09-16).

## SO82-3

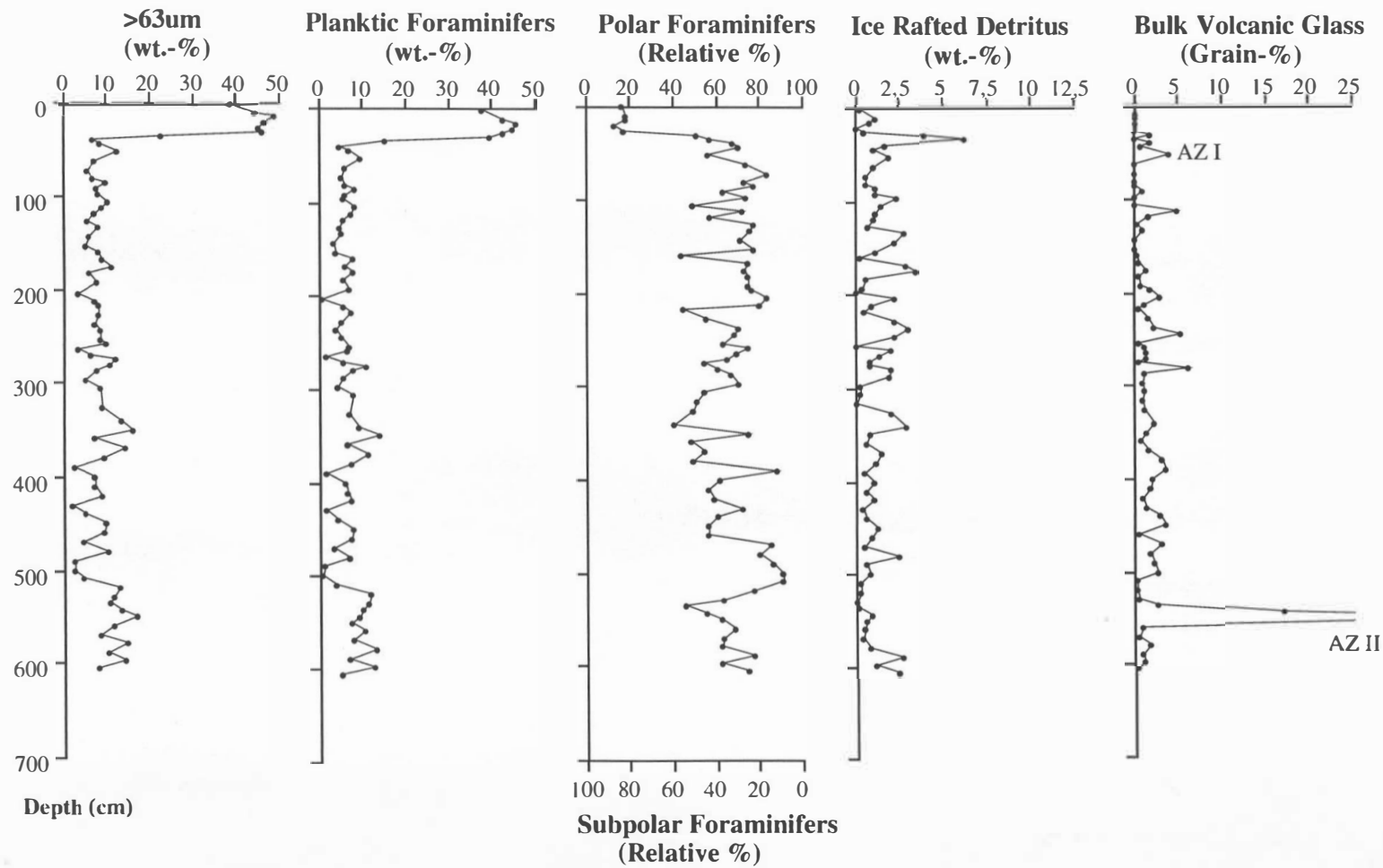
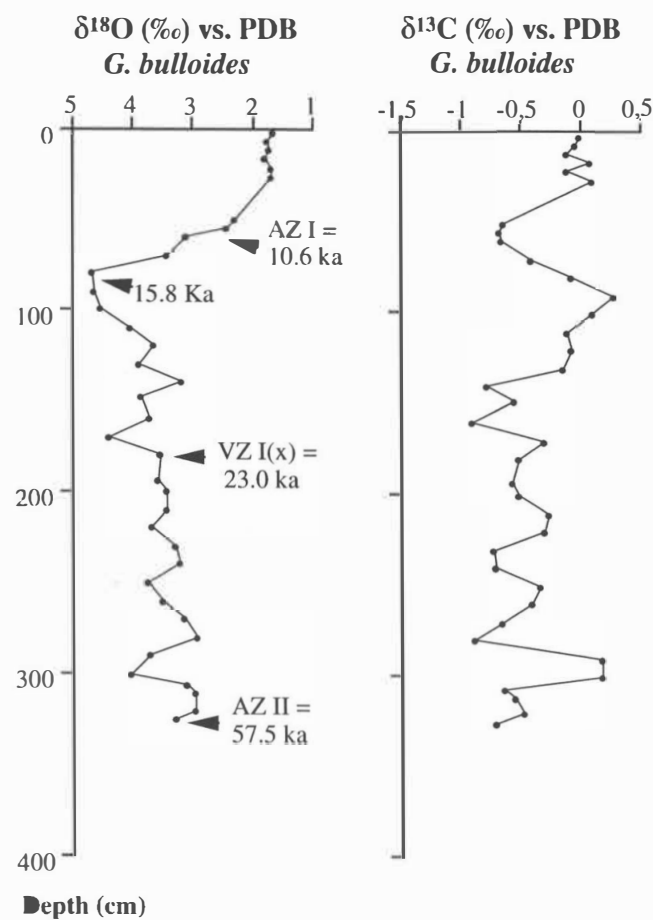


Abb. 2: Grobfractionszusammensetzung des Kerns SO82-3.

# LO09-10



# LO09-16

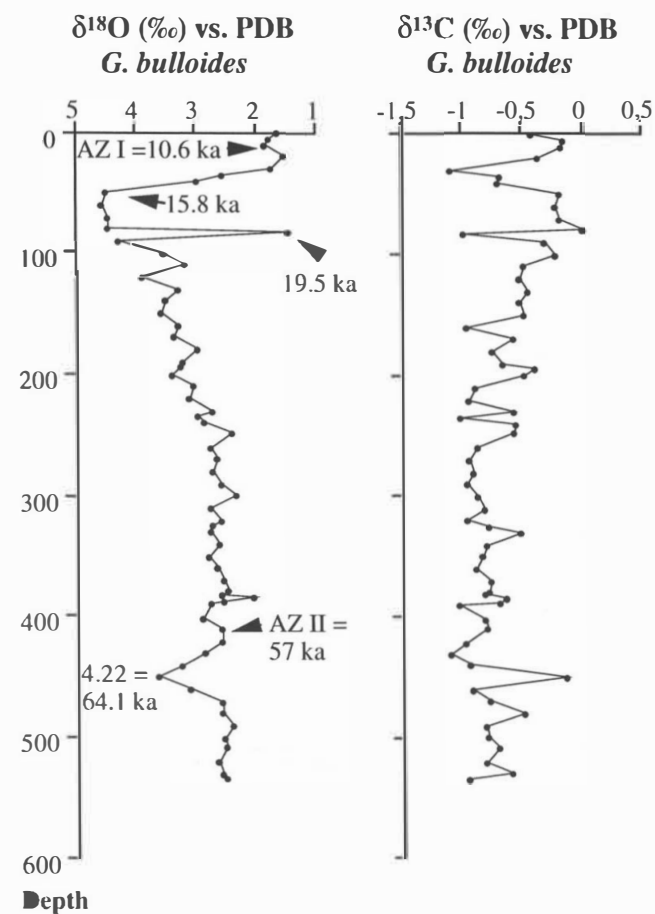


Abb. 3: Sauerstoff- u. Kohlenstoffisotopenverhältnisse-Kurven der Kerne LO09-10 u. -16.



## LO09-10

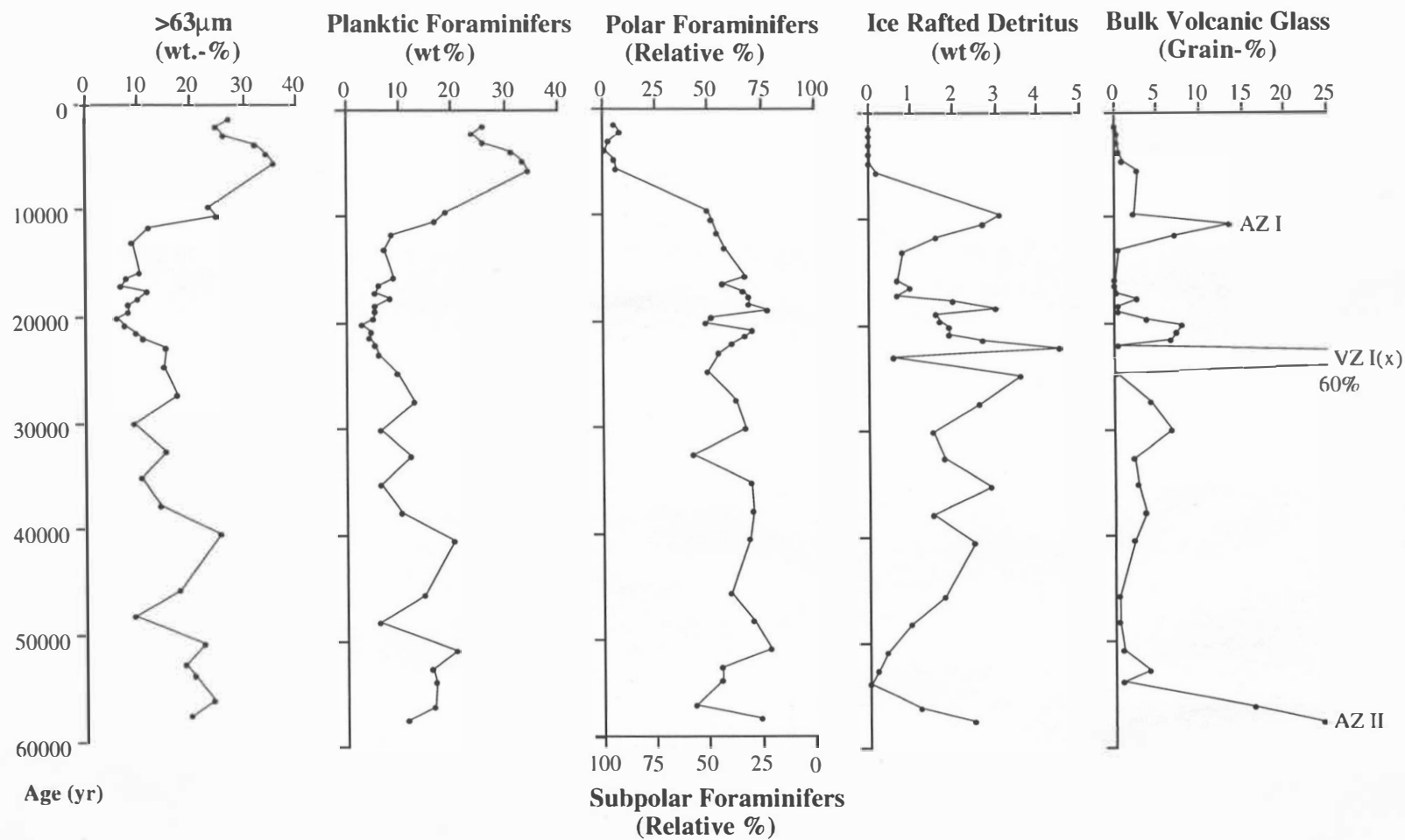


Abb. 4: Grobfraktionszusammensetzung des Korns LO09-10.

# LO09-16

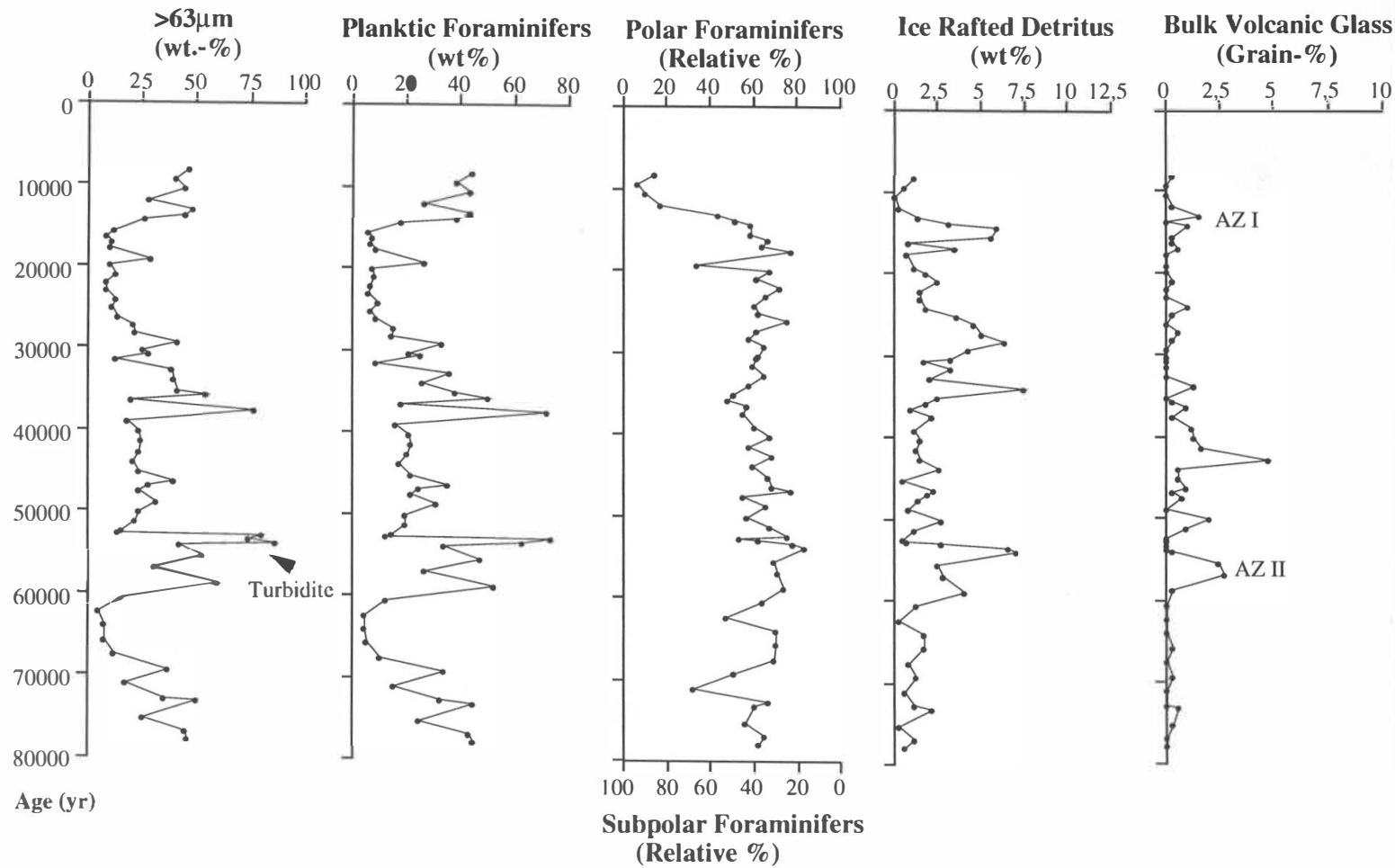


Abb. 5: Grobfraktionszusammensetzung des Korns LO09-16.

## LO09-17

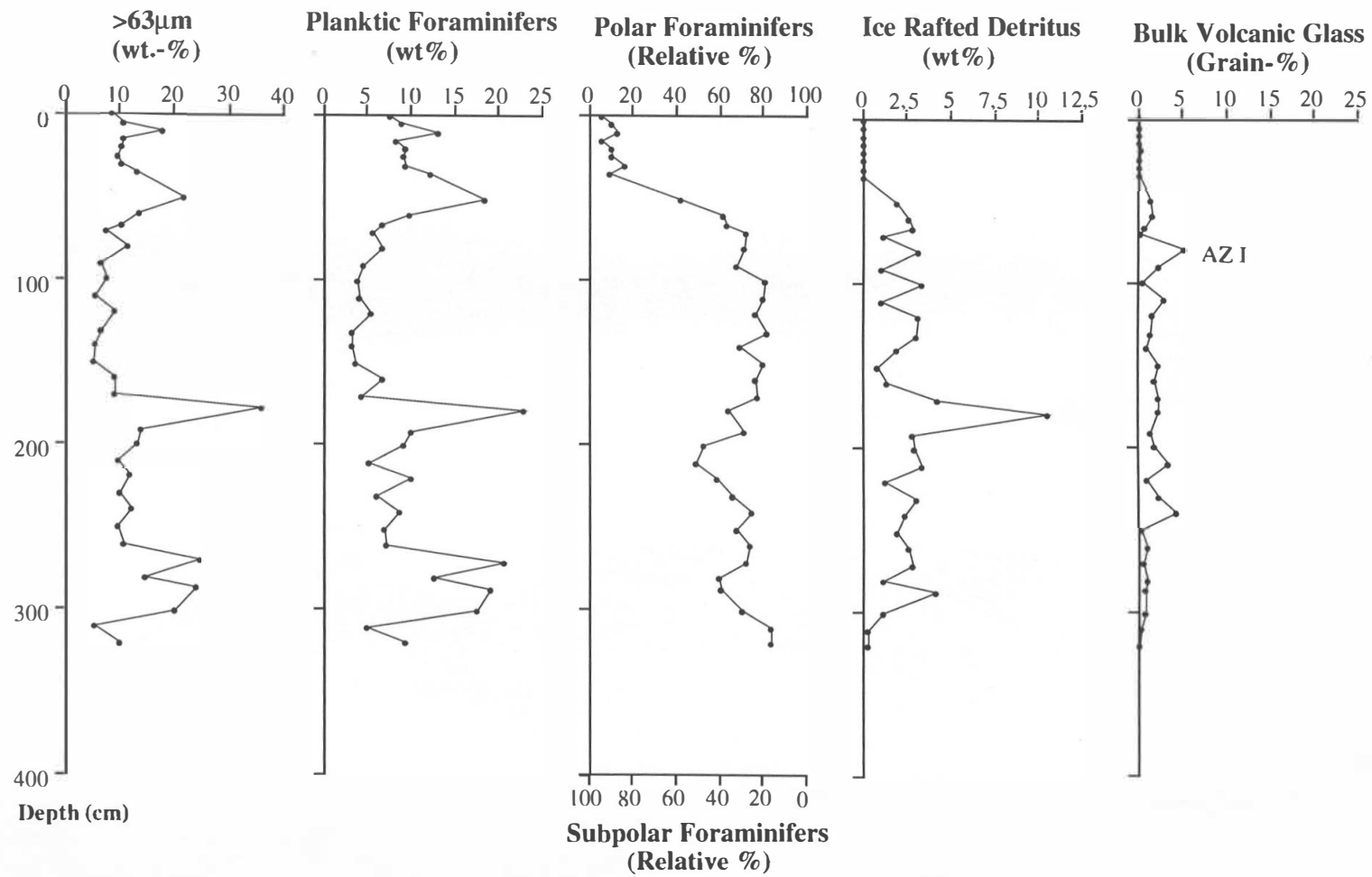


Abb. 6: Grobfractionszusammensetzung des Korns LO09-17.

### 3.1.3 Hochakkumulations-Gebiet an der südöstlichen Rückenflanke

Hochakkumulations-Gebiete am mittelozeanischen Rücken sind die deutlichsten Dokumente eines Sedimenttransports und lassen oft einen direkten Bezug zur Topographie (Becken und Kanäle) und die daran geknüpften Transportprozesse erkennen.

Aus einem solchem Gebiet konnte ein Sedimentkern (LO09-14) gewonnen werden. Die Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenverhältnisse der planktischen Foraminifere *Globigerina bulloides* zeigen typische holozäne  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von 1,8 bis 2,0 ‰ und  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von 0 bis -0,3 ‰ (Abb. 7).

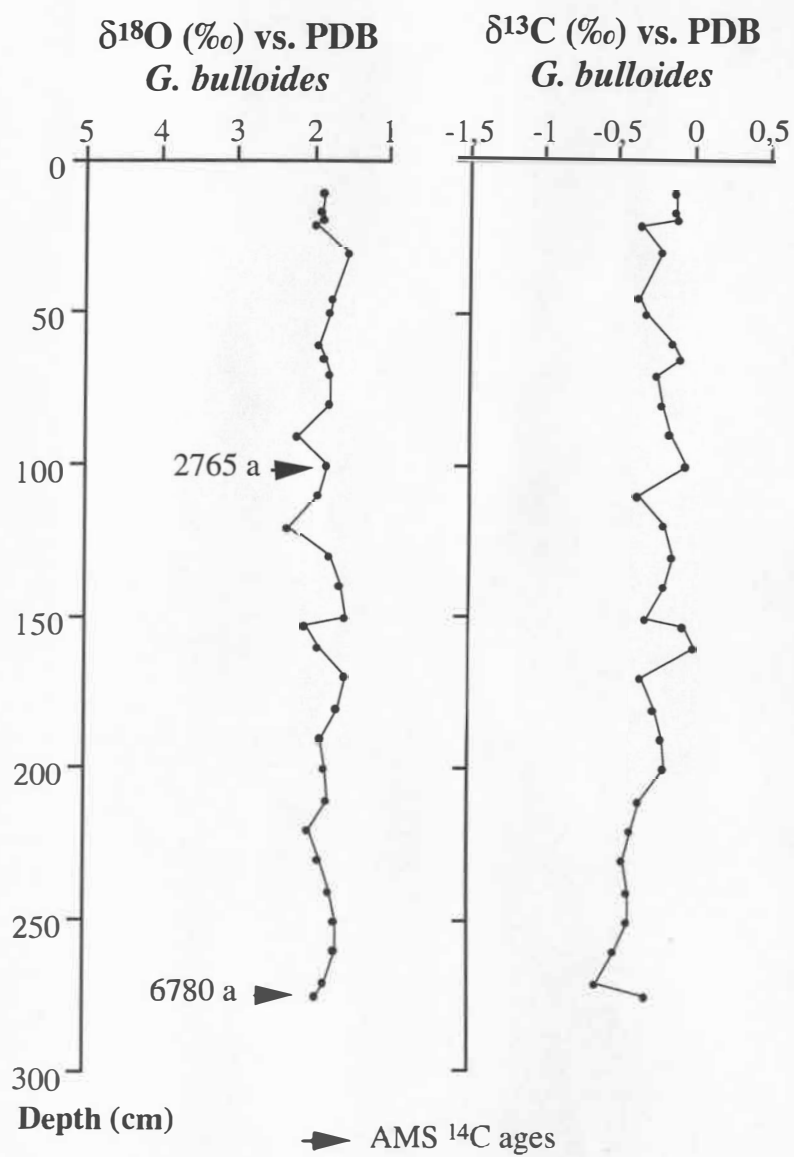
**LO09-14**

Abb. 7: Sauerstoff- u. Kohlenstoffisotopenverhältnisse des Kerns LO09-14.



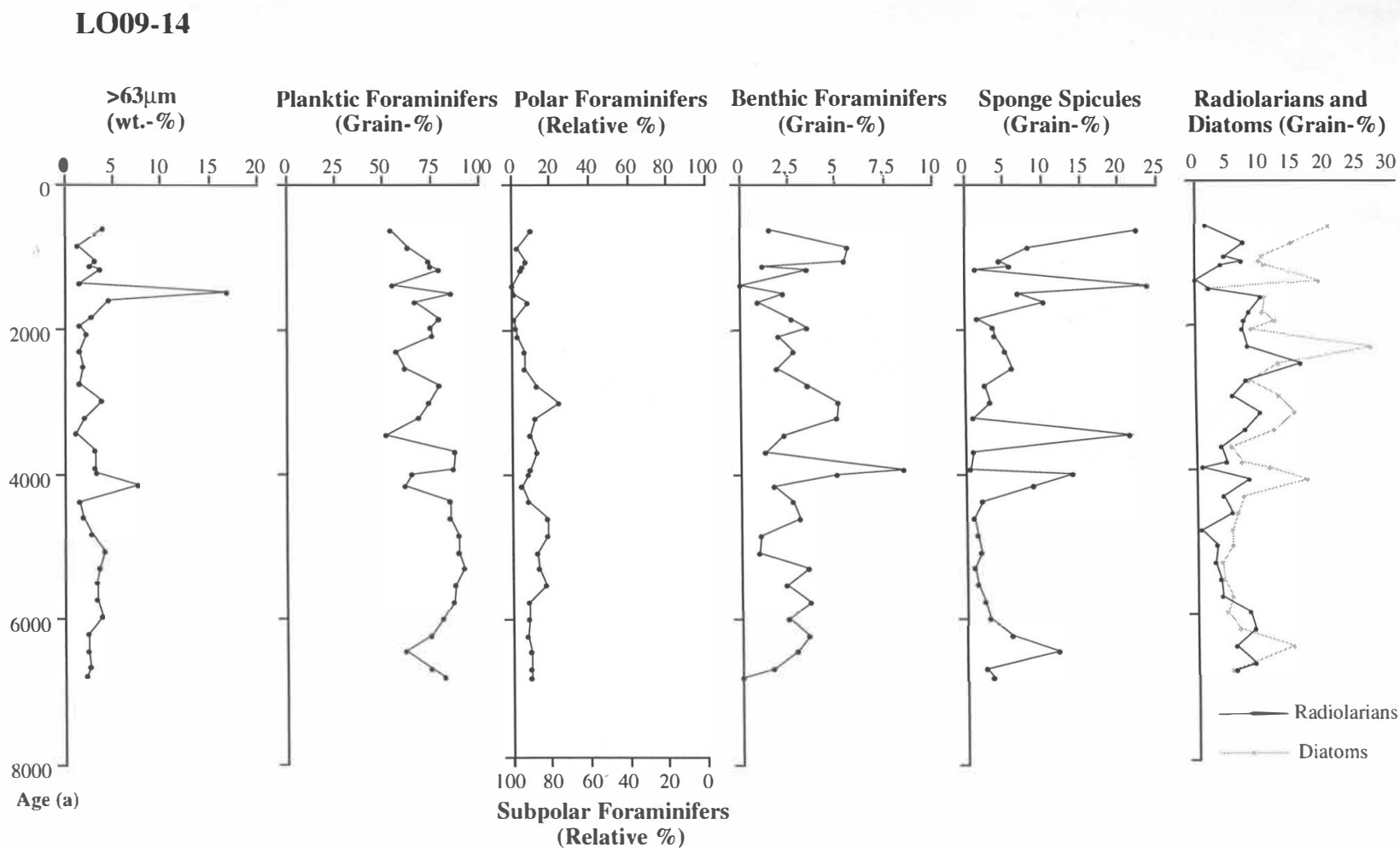


Abb. 8: Grobfraktionsverteilung im Kern LO09-14.

Eine absolute Altersdatierung der tiefsten Probe (276 cm) ergab ein Alter von 6780 a. Die zwischen dieser und einer zweiten Altersdatierung (2765 a) ermittelte lineare Sedimentationsrate von 43 cm/1000 a zeichnet diese Station somit als ein Hochakkumulationsgebiet aus. Besonders feinkörnige Sedimente ( $<63\mu\text{m}$ ) mit Anteilen von mehr als 90% (Abb. 8) sorgen hier für eine hohe holozäne Sedimentakkumulation. Die Kartierung der Sedimentverteilung in Verbindung mit der rezenten Verteilung der sedimentologischen Parameter liefern Hinweise darauf, daß rezent Bodenwassermassen des Iceland-Scotland Overflow Waters (ISOW) vom Island-Schelf entlang der östlichen Flanke des Reykjanes Rückens feinkörnige Sedimente bis in das Arbeitsgebiet transportieren (siehe 3.6.1). Dort kann es an topographisch geeigneten Positionen – wie an der Beckenlokation von LO09-14 – zu einer verstärkten Sedimentation aus dem Bodenwasser kommen. Diese erhöhte Sedimentation feinkörniger Partikel ist somit auch für das mittlere und späte Holozän anzunehmen.

Neben der hohen Akkumulation feinkörniger Sedimente deutet auch das in diesem Gebiet einzigartige Auftreten von verfilzten kieseligen Mikro-Schwammnadeln auf spezifische ozeanographische Bedingungen hin (Abb. 8). Die verfilzten Matten sprechen hier für ein autochthones Vorkommen von Spiculiten, was jedoch nicht als ein eindeutiges Interpretationskriterium angesehen werden kann. Auch sind die Steuerungsfaktoren bei der Genese authochtoner Spiculite noch unzureichend bekannt und daher auch noch heute Gegenstand zahlreicher Untersuchungen. Auffällig ist jedoch, daß neben den größeren Häufigkeiten von Schwammnadel auch höhere Anteile an den Kieselskelett bildenden Diatomeen und Radiolarien auftreten. Auch im Europäischen Nordmeer weisen die Diatomeen und Radiolarien in ihren absoluten Häufigkeiten prinzipiell übereinstimmende Verbreitungsmuster auf (SAMLEBEN et al. 1995). Allgemein ist dabei eine Zunahme der Individuenzahlen mit dem Beginn des Holozäns zu beobachten, wobei besonders der Abschnitt zwischen 7500 - 6000 a. durch einen drastischen Anstieg gekennzeichnet ist. Die hohen Anteile der Radiolarien im Kern LO09-14 sind vergleichbar mit den von GOLL & BJØRKLUND (1971) beobachteten hohen Konzentrationen in den Oberflächensedimenten des nordwestlichen Nordatlantiks. Dies könnte einerseits auf erhöhte  $\text{SiO}_2$ -Gehalte in der Wassersäule hinweisen, wodurch günstige Voraussetzungen für eine Opal-Bildung gegeben sind, andererseits könnte es aber auch auf besonders günstige Erhaltungsbedingungen für kieselige Benthos- und Planktongemeinschaften an dieser Station zurückzuführen sein. Für letzteres sprechen im besonderen die hohen Sedimentationsraten an dieser Station.

### 3.1.4 Erosionsprozesse am unteren Hang des Catalonia Seamounts

Der am unteren Hang des Catalonia Seamounts gewonnene Kern LO09-15 ist durch zahlreich auftretende Foraminiferensandlagen gekennzeichnet. Die Ergebnisse aus den Untersuchungen des Oberflächensediments zeigen, daß diese Position durch starke Strömungs- und Erosionsprozesse gekennzeichnet ist (s. Kap. 3.2.1).

Die Kurven der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenverhältnisse des Kerns LO09-15 (Abb. 9) lassen keine eindeutigen, stratigraphisch brauchbaren Merkmale erkennen. Generell zeigen die Sauerstoffisotopenverhältnisse im Bereich zwischen 30 cm und 270 cm Werte, die typisch sind für das Isotopenstadium 3, während die obersten zwei Werte eher typisch sind für das Holozän. Eine AMS  $^{14}\text{C}$ -Datierung genau am Übergang von schwereren zu leichteren Sauerstoffisotopen ergab ein Alter von 18,3 ka., was der Zeit des letzten glazialen Maximums entspricht.

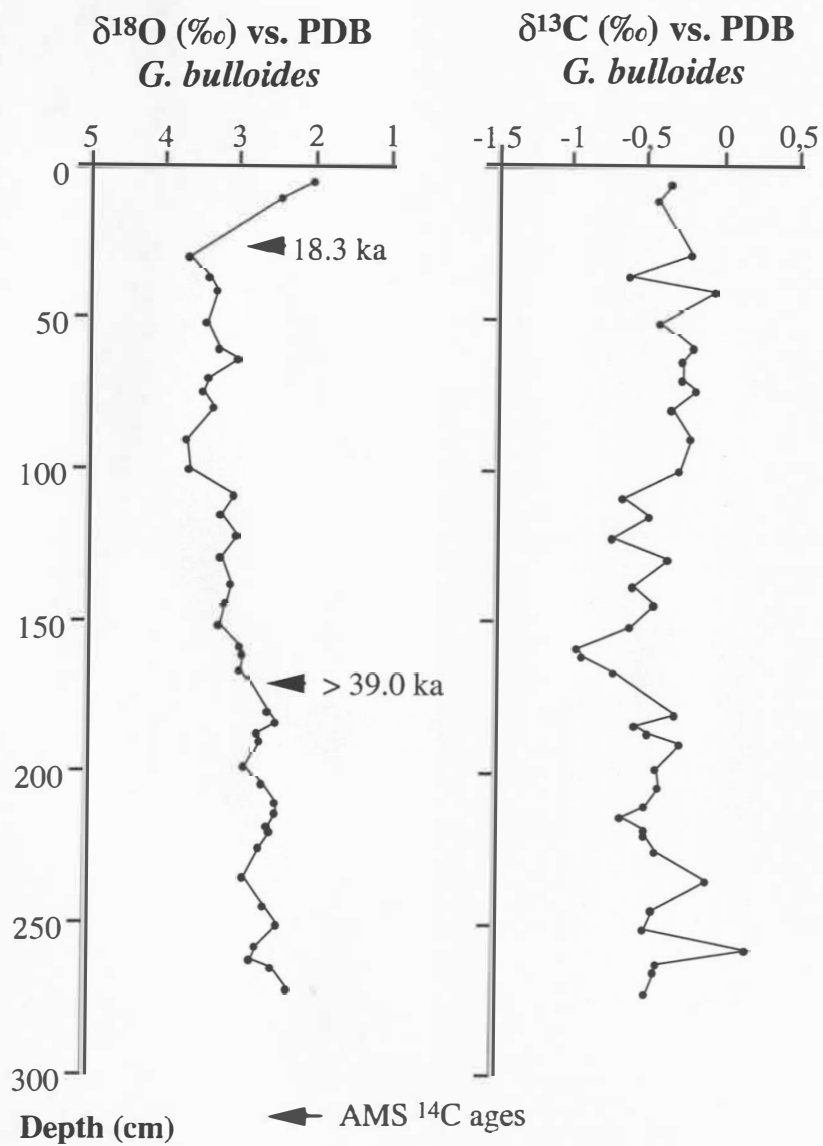
**LO09-15**

Abb. 9: Sauerstoff- u. Kohlenstoffisotopenverhältnisse des Kerns LO09-15.

## LO09-15

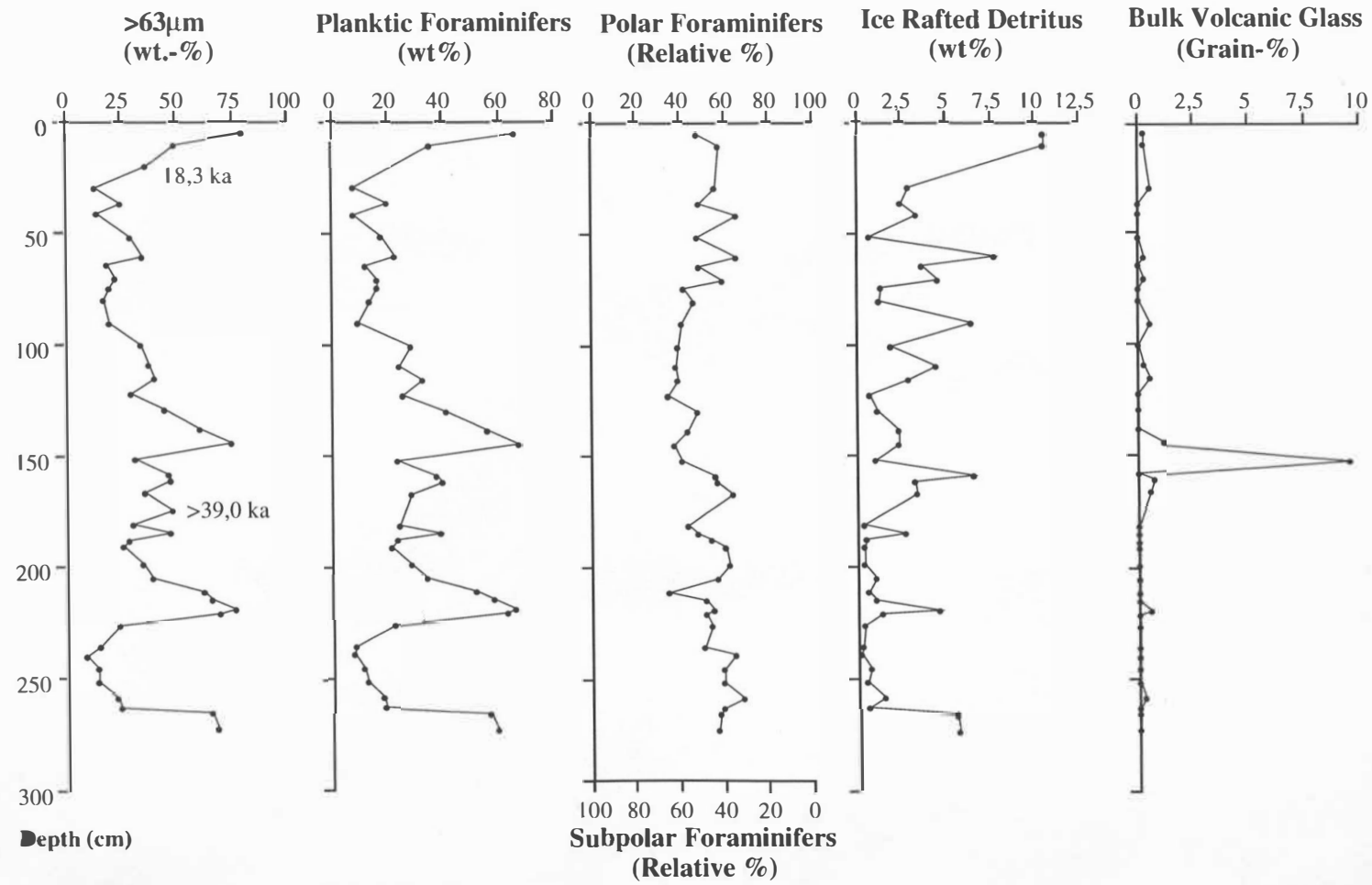


Abb. 10: Grobfraktionsverteilung im Kern LO09-15.

In der Abb. 10 sind die sedimentologischen und mikropaläontologischen Veränderungen in der Grobfraktion des Kerns LO09-15 dokumentiert. Deutlich erkennbar sind hier 4 Abschnitte mit überdurchschnittlich hohen Anteilen an planktischen Foraminiferen, die im allgemeinen als Foraminiferensande bezeichnet werden. Eine ähnliche Zusammensetzung wurde schon in dem Oberflächensediment dieser Station beobachtet und auf den Einfluß verstärkter, topographisch geführter Bodenströmungen zurückgeführt (s. Kap. 3.6.1). So wurden auch mit Bodenströmungsmessern zeitweise maximale Geschwindigkeiten von mehr als 20cm/sec gemessen (DIETRICH & KONTAR 1990). Somit haben auch innerhalb des letzten Glazials im Bereich des Catalonia Seamounts die Bodenströmungen mehrfach solche hohen Geschwindigkeiten erreicht, was zum Winnowing von Ton- und Siltkorngrößen geführt hat. Auch in diesem Kern sind wieder zahlreiche Horizonte mit eistransportiertem Material erhalten.

### 3.1.5 Sinkgeschwindigkeitsuntersuchungen an ausgewählten Kern-Proben

Die hydrodynamischen Eigenschaften von Sedimentpartikeln (Sand- u. Grobsilt-Fraktion) hängen von der Korngröße, der Korndichte, der Kornform und der Oberflächenbeschaffenheit ab. Sie bestimmen das Transport- und Ablagerungsverhalten. Die übliche Interpretation der Korngrößenverteilungen von Sedimenten erfaßt daher nicht das tatsächliche Sedimentationsverhalten. Bei der Bestimmung der Sinkgeschwindigkeit gehen diese Parameter jedoch ein und ermöglichen so die Ableitung des Ablagerungsverhaltens einzelner Partikel und des Gesamtsedimentes. Die Sinkgeschwindigkeitsverteilung eines Sedimentes wird in einer Sedimentationswaage bestimmt (MACROGRANOMETER<sup>®</sup>, SFB 313, Univ. Kiel). Dabei wird eine ca. 2g große Menge Sediment der Fraktion >63µm in einer Wassersäule (192 cm) sedimentiert und auf einem Wägeteller die Menge des abgelagerten Materials über die Zeit gemessen (BREZINA 1979).

Nachdem zunächst die Untersuchung der hydrodynamischen Eigenschaften der Oberflächensedimente im Vordergrund stand – d.h. die gegenwärtig aktiven Sedimentationsprozesse – wurden in der Folge Kernproben bearbeitet. Dazu wurden zum einen Proben aus dem Glazial (ca. 37 - 32 ka), dem Übergangsbereich vom letzten Glazial zum Holozän (Termination I, Jüngere Dryas) und zum anderen sedimentologisch interessante Faziestypen ausgewählt. Die Interpretation der Ergebnisse ist noch nicht abgeschlossen, so daß im folgenden nur die gewonnenen Daten und einige allgemeine Aussagen gemacht werden können. Zunächst die Daten: in Abb. 11 ist zur Vollständigkeit die bereits im Zwischenbericht 1994 dargestellte PSI-Verteilungen der Oberflächensedimente dargestellt. Die Abb. 12-16 zeigen die PSI-Kurven der Proben aus den Kernen SO82-5, SO82-7, LO09-16, LO09-21 und LO09-23. In allen Kernen lassen sich altersabhängig verschiedene typische PSI-Kurvenformen erkennen: Das Holozän (bis ca 10 000 a) zeigt ein- und mehrmodalige Kurven, die in der Regel den höchsten Modus bei ca. -1 bis 0 PSI haben und ein zweites Maximum bei etwa 1 PSI. Ältere, glaziale Sedimente haben ebenfalls eine mehrmodalige Verteilung, sind aber durch einen sehr starken und engen Peak bei ca -1.2 PSI gekennzeichnet. Zur Interpretation dieser Verteilungskurven muß die Zusammensetzung der Grobfraktion berücksichtigt werden.

Die Grobfraktion der Sedimente im Reykjanes Rücken besteht zum großen Teil aus Foraminiferen ( bis 95 wt-%). Dieser Anteil wird wiederum überwiegend von planktischen Foraminiferen gestellt. Häufigste Arten sind *Neoglobobulimina pachyderma* sin., *Turborotalia* (*Globigerina*) *quinqueloba* und *Globigerina bulloides* (KREISEL 1995). Einen geringeren Anteil an den Foraminiferen haben die benthischen Arten (u.a. *Cibicides wuellerstorfi*). Zweithäufigste Komponente sind terrigene Partikel (bis max. 50 wt-%) und in speziellen Ablagerungen auch vulkaniklastische Partikel (10–25 wt-%). Dieses Spektrum spiegelt sich auch in den PSI-Kurven wieder. Nach Sinkgeschwindigkeits-Untersuchungen



von MICHELS (1995) an planktischen und benthischen Foraminiferen aus dem Europäischen Nordmeer haben einzelne Foraminiferen-Arten charakteristische Sinkgeschwindigkeitsverteilungen. Die Kurven sind monomodal mit für die einzelnen Arten charakteristischen Modalwerten (*N. pachyderma*: ca. -0.9 PSI, *G. bulloides*: ca. -0.5 PSI, *T. quinqueloba*: ca. +0.2 PSI; *C. wuellerstorfi*: ca. -1.6 PSI). Die Sinkgeschwindigkeiten vulkanogener Partikel variieren stark, mit Ausnahme der sehr zart gebauten 'bubble wall shards' (Bruchstücke von Blasen und Blasenwickeln hochgradig aufgeschäumter felsischer Magmen), die eine relativ eng begrenzte und von der Korngröße weitgehend unabhängige PSI-Verteilung von etwa -0.9 bis -1.3 PSI zeigen (OEHMIG & WALLRABE-ADAMS 1993). Grobes, eistransportiertes Material zeigt sich in einzelnen kleinen Spitzen bis zu -4 PSI hinab (schnell sinkende Partikel).

Die PSI-Verteilungskurven der untersuchten Kernsedimente lassen sich in 5 generelle Typen unterteilen. Die holozänen Kurven aller Kerne ähneln weitgehend den Kurven der Oberflächensedimente. Es sind Akkumulations-Sedimente mit zwei und mehr Modi, deren Grobfraction überwiegend aus planktischen Foraminiferen besteht (KREISEL 1995, LACKSCHEWITZ et al. eingepr.). Dabei spielt nicht nur der vertikale Eintrag von Karbonatschalen abgestorbener Organismen eine Rolle, sondern auch der laterale Transport durch Strömungen. Ein Hinweis darauf ist die steile Flanke der Kurven zu hohen Sinkgeschwindigkeiten hin, die die maximal transportierbaren Partikel markiert. Die glazialen Kurven unterscheiden sich deutlich von denen der nacheiszeitlichen Ablagerungen. Es handelt sich auch um Akkumulationssedimente, in denen aber der sehr ausgeprägte Peak bei ca. -1 PSI durch die polare planktische Foraminifere *N. pachyderma* sin. verursacht wird. Die teilweise geringen Anteile an langsam sinkenden Partikeln (> +1PSI) deuten auf eine zusätzliche Sortierung und Auswaschung der Sedimente. Kurven aus Ablagerungen die durch relativ hohe Akkumulationsraten an terrigenem eistransportiertem Material charakterisiert sind, zeigen zusätzlich Einzelpeaks in den Breichen hoher Sinkgeschwindigkeiten (bis zu -4.6 PSI, z.B. LO09-21 SL 180cm). Spezielle Faziestypen sind umgelagerte Sedimente z.B. aus überwiegend vulkanischem Material, das in 'mass flows' transportiert wurde (SO82-5 KAL 181cm), oder auch nahezu reine gut sortierte turbiditische Foraminiferensande (LO09-16 SL 386cm u. 389cm).

Generell sind strömungssortierte PSI-Kurven mit sehr stark ausgeprägtem *N. pachyderma*-sin. Peak auf der Südostflanke des Reykjanes Rückens etwas häufiger vertreten.

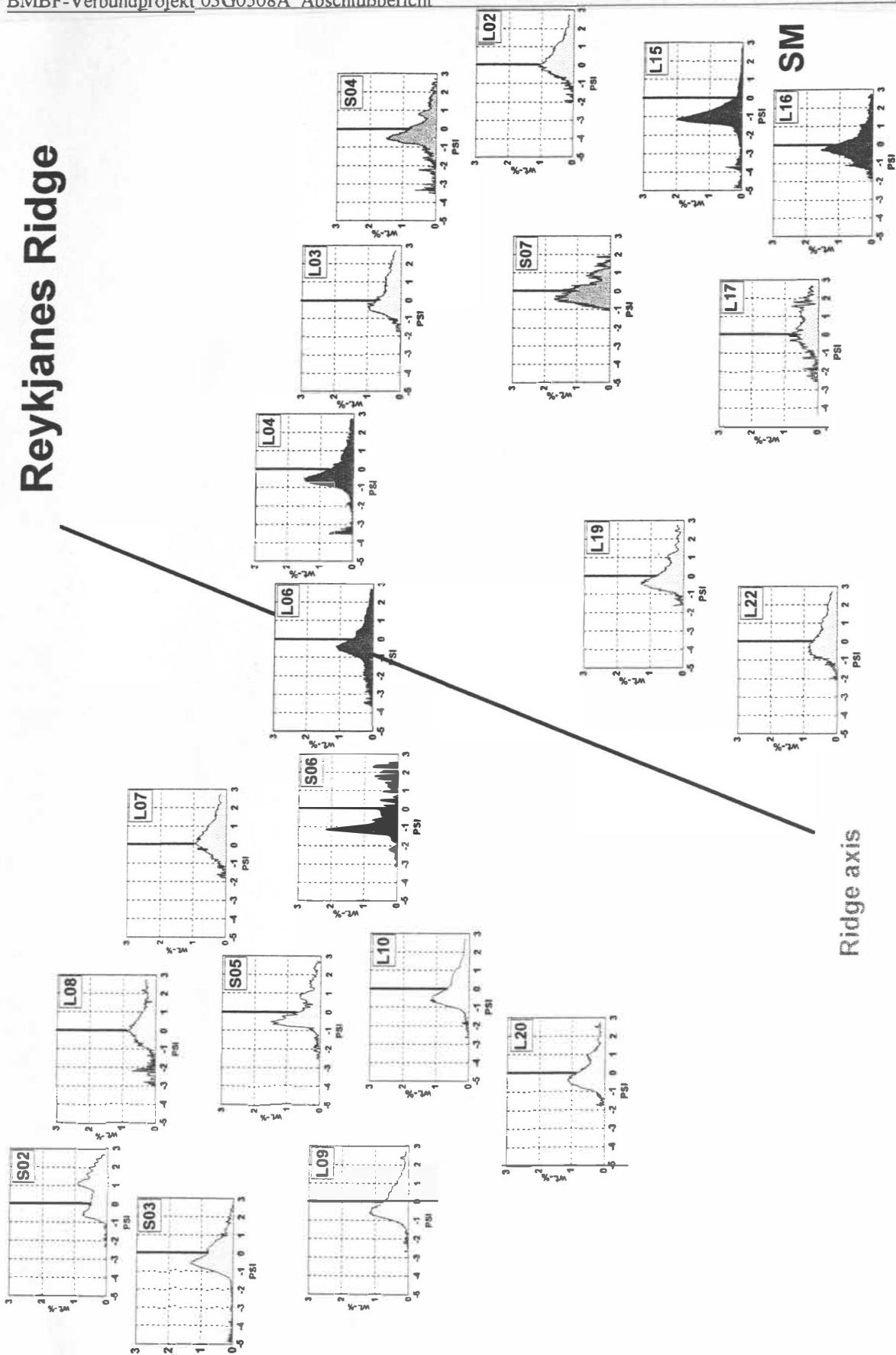


Abb. 11: Sinkgeschwindigkeitsverteilung der Oberflächensedimente des Arbeitsgebietes. Die hell unterlegten Kurven kennzeichnen Akkumulationssedimente, dunkelgraue Kurven kennzeichnen gut bis stark strömungssortierte Ablagerungen, mittelgrau unterlegte Kurven kennzeichnen Akkumulationssedimente mit einer deutlichen Strömungsbeeinflussung.

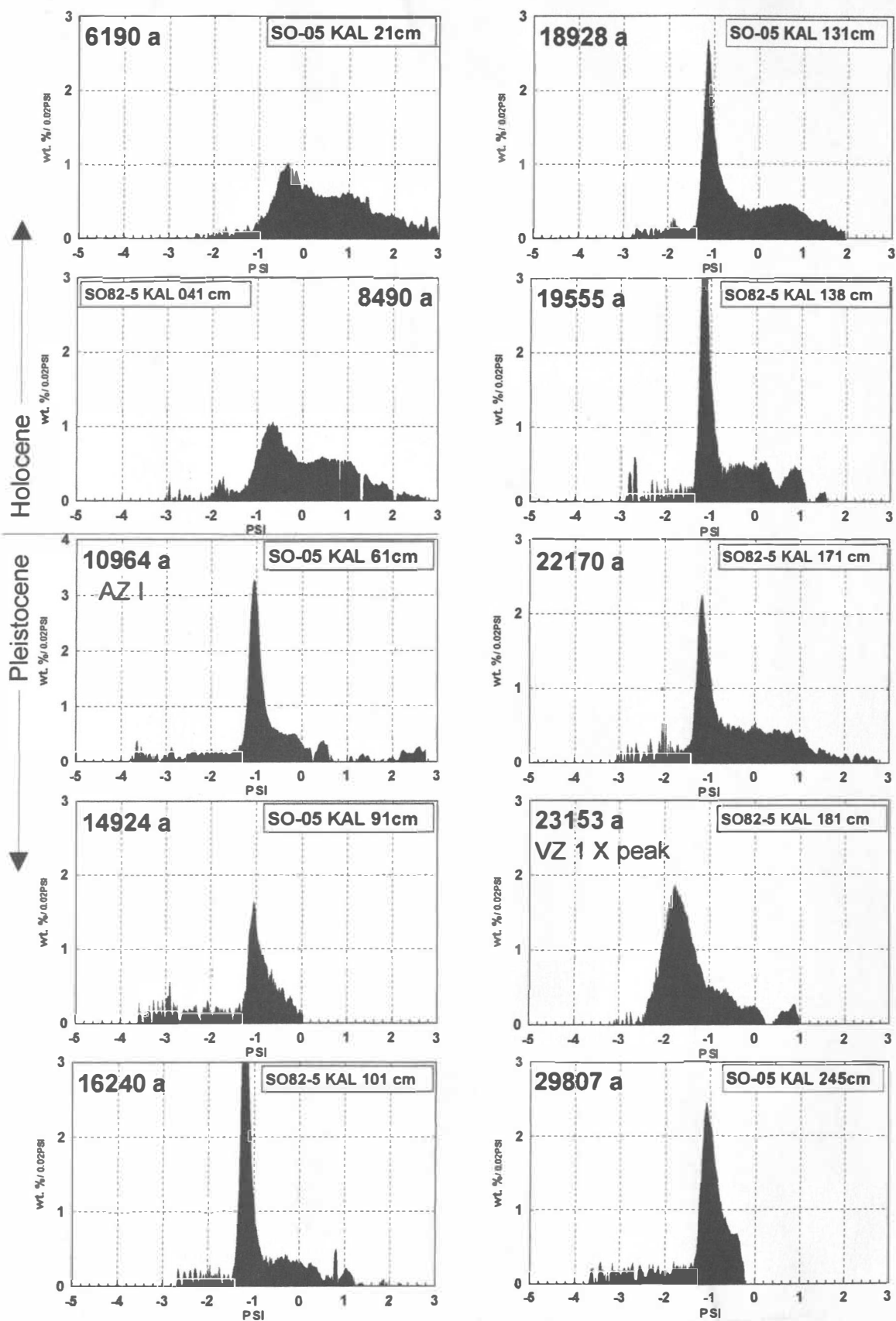


Abb. 12: Sinkgeschwindigkeitsverteilung von Sedimenten des Kernes SO82-5 KAL Die Alter der Proben wurden aus dem Altersmodell ( $^{14}\text{C}$ -AMS-Datierungen und  $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie) das für alle Kerne berechnet wurde, übernommen (Kap. 3.2.4).

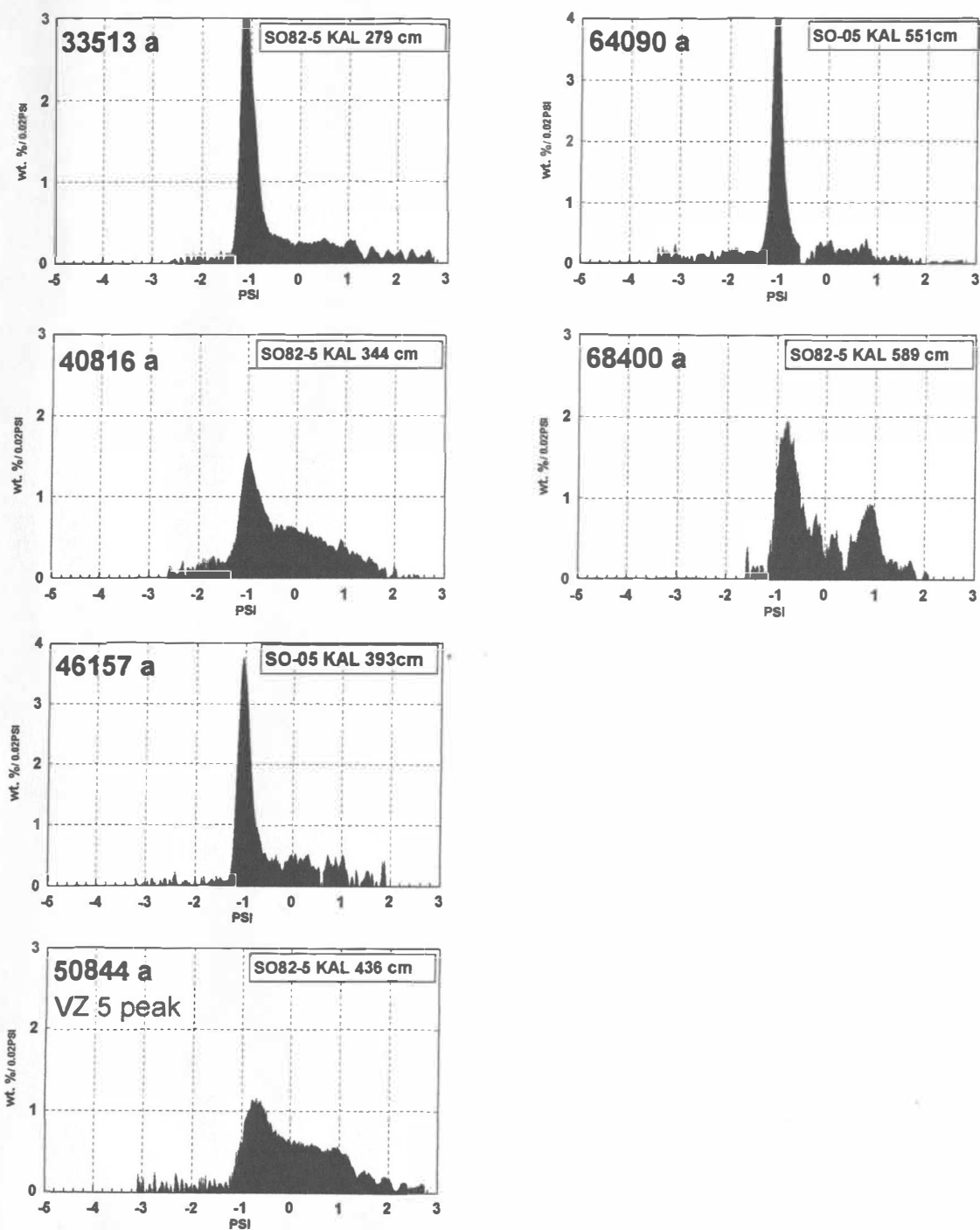


Abb. 12: Sinkgeschwindigkeitsverteilung von Sedimenten des Kernes SO82-5 KAL,  
Fortsetzung

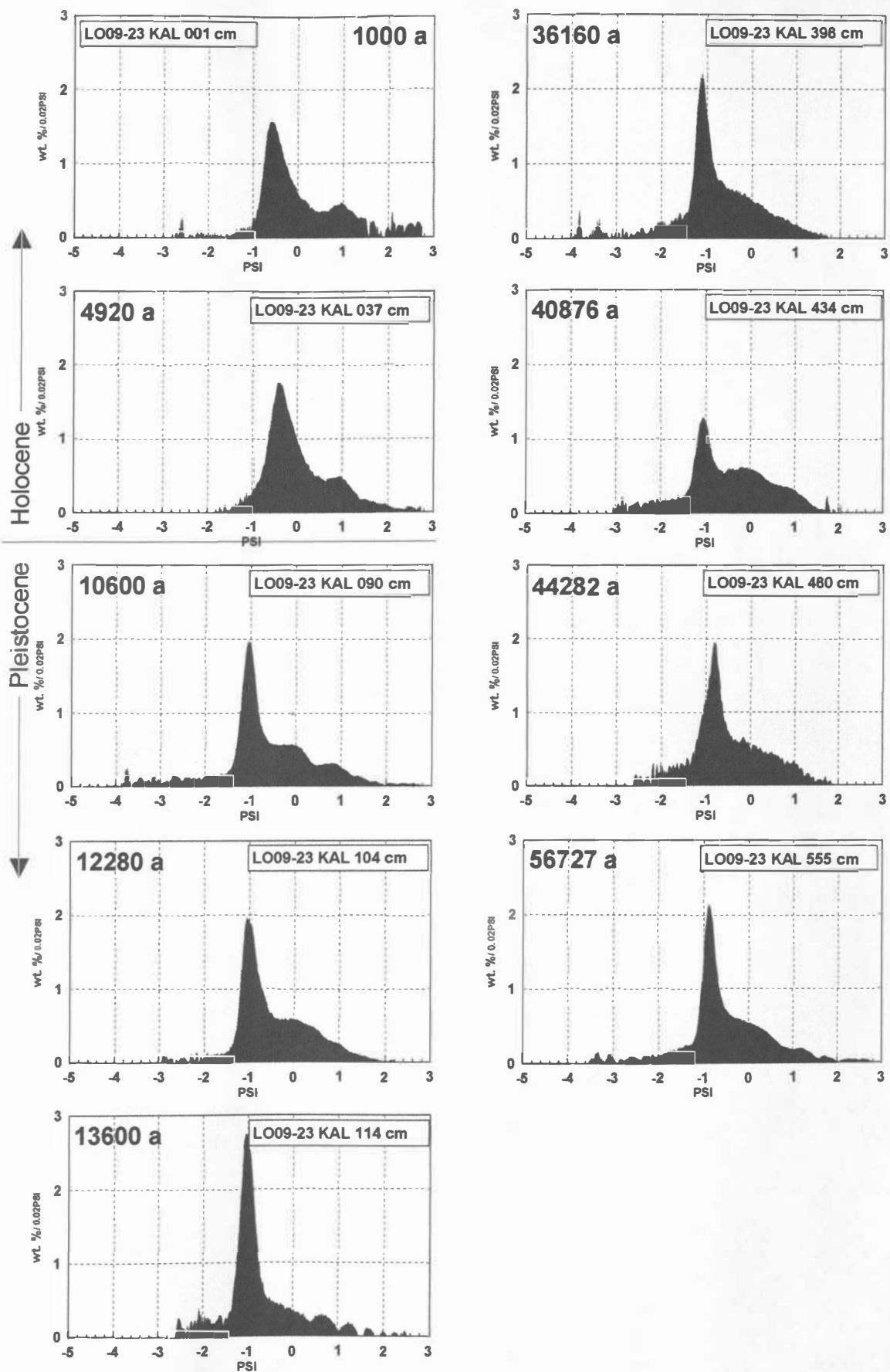


Abb. 13: Sinkgeschwindigkeitsverteilung von Sedimenten des Kernes LO09-23 KAL

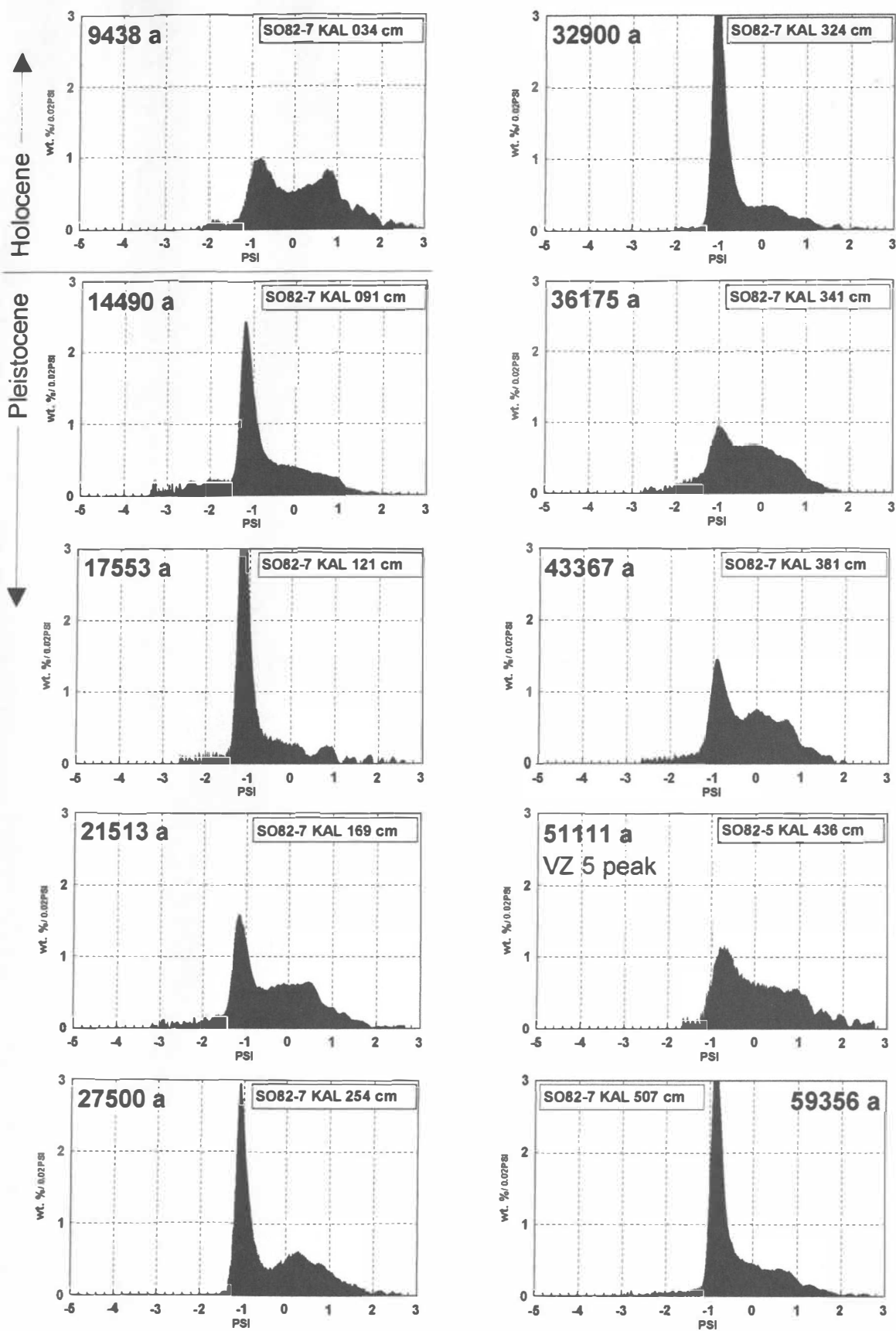


Abb. 14: Sinkgeschwindigkeitsverteilung von Sedimenten des Kernes SO82-7 KAL



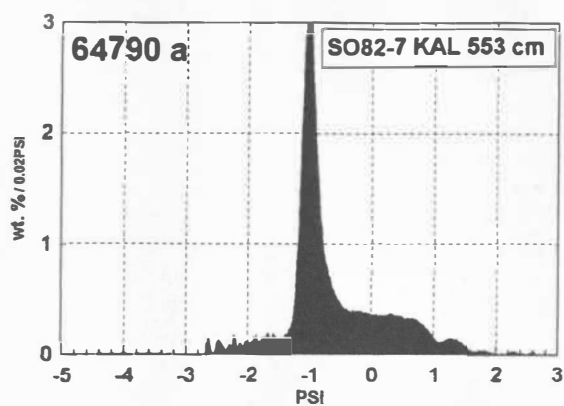


Abb. 14: Sinkgeschwindigkeitsverteilung von Sedimenten des Kernes SO82-7 KAL,  
Fortsetzung

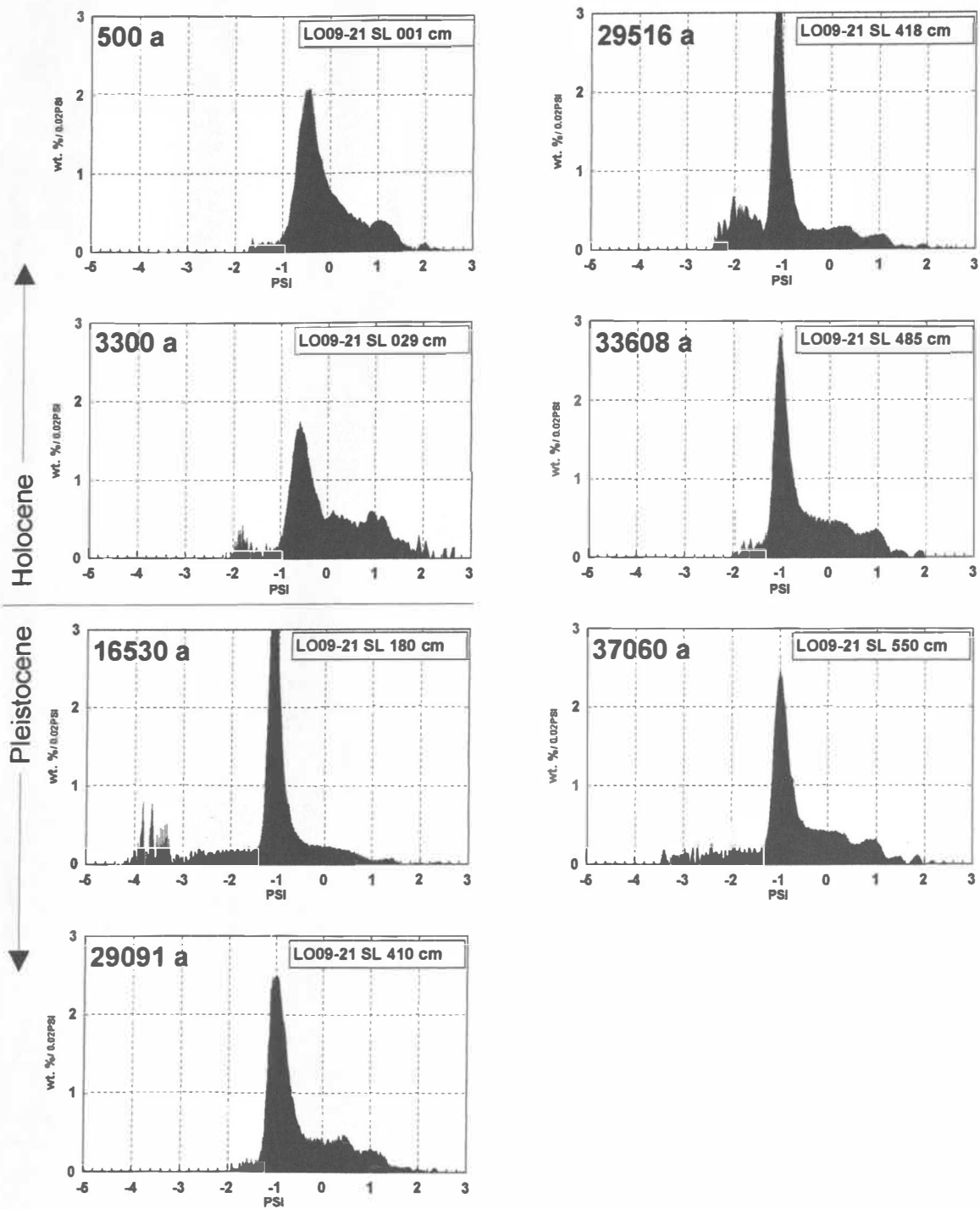


Abb. 15: Sinkgeschwindigkeitsverteilung von Sedimenten des Kernes LO09-21 SL

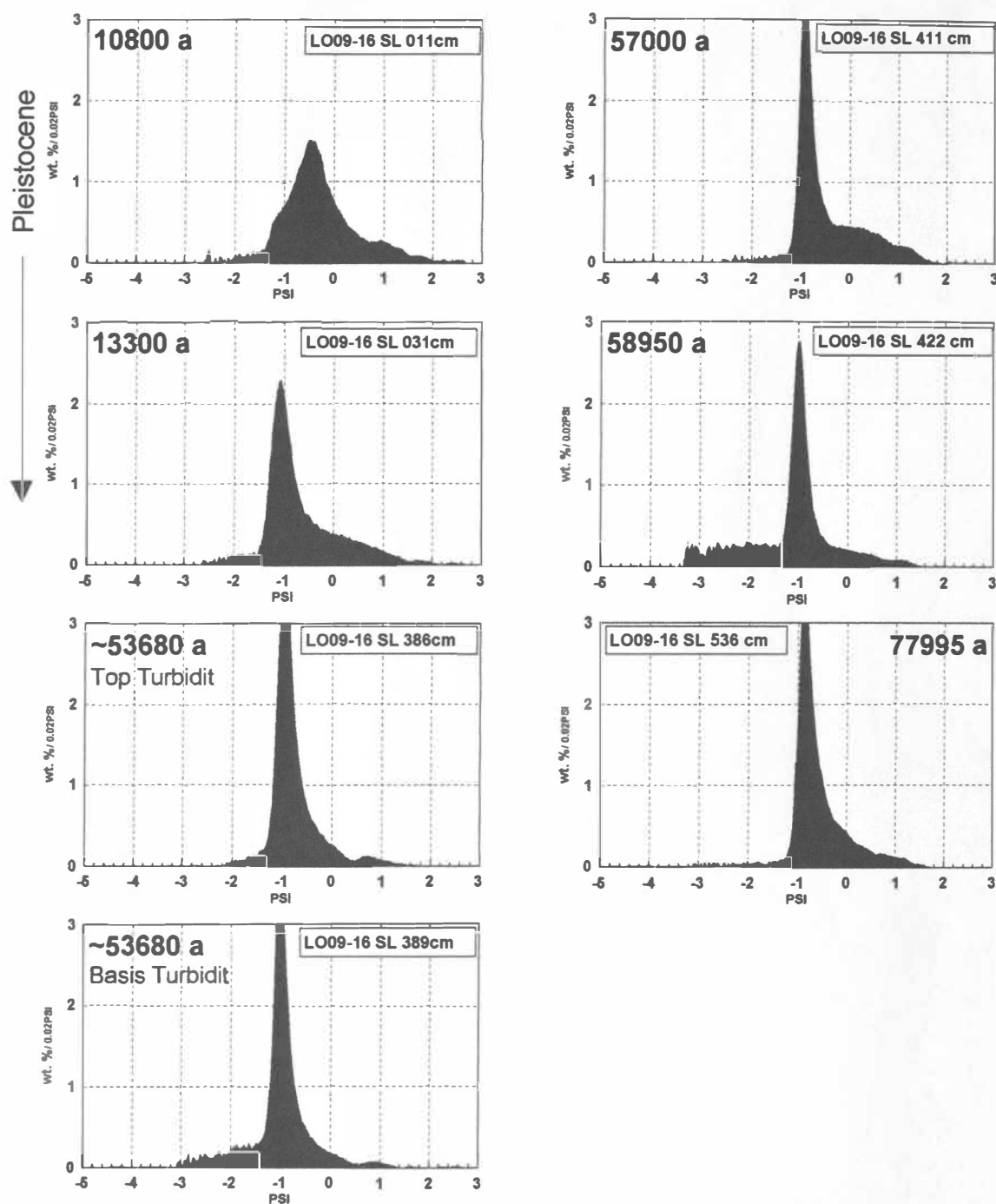


Abb. 16: Sinkgeschwindigkeitsverteilung von Sedimenten des Kernes LO09-16 SL

### 3.1.6 Zusammensetzung und Verteilung der lithogenen Feinfraktion

(Auszug aus der Dissertation B. Gehrke)

#### Einführung

Eine Schlüsselstellung in der Interpretation des Environments MOR nimmt die Zusammensetzung und Verteilung der lithogenen Feinfraktion ein. Bis zu 80 % der marinen Sedimente bestehen aus feinkörnigen lithogenen Komponenten, die sich im wesentlichen aus terrigenen Tonmineralen, Quarz, Feldspäten und authigenen Bildungen zusammensetzen. Die Zusammensetzung und Verteilung der Tonfraktion, der Grad der Kristallinität der Tonminerale und auch der Gehalt an amorpher Substanz ist weitgehend klimaabhängig und spiegelt die Art und Intensität der terrestrischen Verwitterung und der Transportvorgänge wider. Die terrigenen Komponenten werden durch verschiedene Mechanismen in den marinen Raum eingetragen und durch Strömungen verbreitet. Auf Grund ihrer geringen Korngröße können Tone über weite Entfernungen transportiert werden. Ein Absedimentieren dieser feinkörnigen Partikel erfolgt zum einen durch Flockung (GIBBS 1983) und zum anderen auch durch biogenen Einfluß (ALLDREDGE & SILVER 1988). Nach HEIM (1990) spiegelt die Verbreitung von Tonen im marinen Raum klein- und großregionale Strömungsverhältnisse wider.

Die ersten Arbeiten über Tonminerale im Nordatlantik zeigten eine klimazonenparallele Verteilung an. BISCAYE (1965), GRIFFIN et al. (1968) und WINDOM (1976) wiesen vor allem Illit und Chlorit als die wesentlichen Tonminerale in den Oberflächensedimenten des Nordatlantik nach, wobei die Verteilung dieser Tonminerale die Gesteine der umliegenden Festländer reflektiert. Die Genese von Smektit in diesem Meeresgebiet wurde jedoch kontrovers diskutiert. BISCAYE (1965) und GRIFFIN et al. (1968) nehmen eine terrigene Herkunft an, YEROSHCHEV-SHAK (1964) und RATEEV et al. (1969) favorisierten eine Entstehung aus ozeanischen Basalten. In Arbeiten aus neuerer Zeit konnte die Tonmineralverteilung im Nordatlantik modifiziert werden. GROUSSET et al. (1982, 1983) und PARRA (1982) untersuchten Sedimente aus dem Nordost-Atlantik und konnten einen Nord-Süd-Gradienten in der Tonmineral-Verteilung feststellen. In Richtung auf Island wurde eine Anreicherung von Smektit auf bis zu 100 % der Tonminerale auf dem Islandschelf nachgewiesen. Die Autoren postulieren einen postglazialen Transport der detritischen Smektite durch Bodenströmungen, während die Verteilung im Glazial überwiegend durch Turbidite und Eistransport stattfindet. Als Liefergebiet werden die vulkanischen Gebiete von Island und den Faröer-Inseln genannt.

Während sich die genannten Arbeiten im wesentlichen auf den östlichen Nordatlantik beschränken, wird in dieser Arbeit versucht, die Tonmineralverteilung in einem engräumigen Meeresgebiet im Bereich des nordwestlichen Nordatlantik unter dem Einfluß des MOR als topographische Barriere und möglichen Sedimentlieferer zu bestimmen. Zu diesem Zweck wurden Proben von beiden Rückenflanken genommen. Auf Grund des hochauflösenden Probennetzes konnten räumliche und zeitliche Differenzierungen in der Tonmineralverteilung während des Holozäns und im letzten Glazial vorgenommen werden. Offen bleiben weiterhin Fragen zur Genese der Tonminerale, d.h. es bleibt offen, welchen Anteil detritische und authigene Smektite am Sediment haben.

## **Tonminerale als Signalträger für Verwitterung, Liefergebiet und Klima**

Smektiten sind quellfähige Dreischichtminerale, die in den Zwischenschichten verschiedene Kationen oder Flüssigkeiten einlagern und dabei die Schichtabstände verändern können. Abhängig von den jeweiligen Bildungsbedingungen können die Smektit-Minerale Montmorillonit, Beidellit und Saponit entstehen. Vermikulit ist ein quellfähiges Mineral mit höherer Schichtladung als Smektit. Er entsteht vorwiegend bei der Glimmerverwitterung.

Zusammenfassend läßt sich die Bildung von Smektiten hauptsächlich auf zwei genetische Prozesse zurückführen, die Transformation aus anderen Schichtsilikaten und die Neoformation aus Verwitterungslösungen.

Eine Transformation findet bei der Degradation von Glimmern (Muskovit, Biotit) statt. Dieser Prozeß ist weit verbreitet, vor allem in Böden kühlerer Klimate (SCHWERTMANN 1962; TRIBUTH 1974). Bei diesem Prozeß können Wechsellagerungsminerale der Reihe Muskovit-Illit-Smektit, Vermikulite, (Mg)-Saponite und Beidellite entstehen.

Eine sehr große Bedeutung hat die Neubildung von Smektiten aus Verwitterungsprodukten basischer bis intermediärer Vulkanite (HEIM 1990, VELDE 1995). Bei der festländischen und der submarinen Verwitterung vulkanischer Gesteine (THOMPSON 1983; VELDE 1995) und Gläser (HONNOREZ 1981; VELDE 1995) können sich Mg- und Fe-reiche Smektiten bilden. Olivin und hydratisierte Minerale verwittern zu (Fe)-Saponit oder Beidellit (RIGHI et al. 1995). Eine Genese von Beidellit ist auch aus sauren Gläsern bekannt (HEIM 1990). Montmorillonit ist eine Verwitterungsneubildung aus vorwiegend basischen bis intermediären Vulkaniten und Pyroklastika. Eine wichtige Rolle kann auch die Fällung von Smektit-Mineralen aus hydrothermalen Lösungen an Mittelozeanischen Rücken spielen (BISHOFF 1969; COLE 1983; CORLISS et al. 1978; KÖHLER et al. 1994).

Illit bildet sich bevorzugt auf dem Festland unter den Bedingungen gemäßiger bis kühler Klimate, wo eine mäßige Entwässerung und nicht zu intensive chemische Lösung stattfindet. Er bildet sich aus Löss, Till, Schieferen und metamorphen Gesteinen (WEAVER 1989). Dioktaedrische Illite entstehen vorwiegend aus der Alteration von Muskoviten (Degradation) im K-armen Milieu. Im marinen Bereich findet kaum Glimmerverwitterung statt. Im Nordatlantik wird eine detritische Herkunft des Illits vor allem durch die räumliche Verteilung, d.h. die Korrelation zum Festland (WEAVER 1959; BISCAYE 1965) und durch hohe K-Ar-Alter (HURLEY et al. 1963; KRYLOV et al. 1961) abgeleitet.

Kaolinit wird bevorzugt in niederen Breiten mit intensiver chemischer Verwitterung und guter Drainage gebildet (MILLOT 1970). Er bildet sich vorwiegend aus sauren Gesteinen und Feldspäten (DEER et al. 1966). Eine rezente Kaolinit-Genese in hohen Breiten aus der Verwitterung von Feldspäten und pyroklastischen Gesteinen wurde von HEIM (1990) beschrieben. In Mooren oder amoorigen Böden, wo durch organische Säuren ein aggressives Milieu herrscht, kann sich Kaolinit bilden, welches anschließend über die Flüsse in den marinen Raum eingetragen werden kann. Im marinen Milieu ist keine Kaolinit-Bildung möglich. Kaolinit kommt in tertiären Sedimenten auf Island (ROALDSET 1983) und den Färöer-Inseln (RUTHERFORD et al. 1981) vor. Vorkommen von Kaolinit sind auch auf den Shetland-Inseln (MYKURA 1976) und in mesozoischen Sedimenten auf dem Barentsschelf (BIRKENMAJER 1989; ELVERHOI et al. 1989) beschrieben worden. In Sedimenten des Nordatlantik ist Kaolinit mit Werten < 10 % vertreten (BISCAYE 1965; WINDOM 1976). BERNER (1991) hat aber erhöhte Kaolinit-Gehalte (10-20 %) am Rand des Islandplateaus und im Bereich der Island-Färöer-Schwelle nachgewiesen.

In hohen Breiten ist Chlorit auf Grund geringer chemischer Verwitterung ein verbreitetes Tonmineral. Chlorit bildet sich bei der physikalischen Verwitterung aus Gesteinen niedrig-

gradiger Metamorphose (BISCAYE 1965; DEER et al. 1966; WEAVER 1989) und aus femisch-mafischen Mineralen (HEIM 1990). Chlorit wurde auch als hydrothermales Umbildungsprodukt aus vulkanischen Gesteinen auf Island beschrieben (TOMASON et al. 1972). Die Verteilung von Chlorit im Nordatlantik mit Werten von 10-15 % (BISCAYE 1965) wurde von GROUSSET et al. (1986) modifiziert. Er konnte eine Anreicherung vor Kanada und im Norwegischen Becken dokumentieren.

### Kristallinität der Tonminerale

Die Kristallinität (von Illit) wurde von KÜBLER (1967) als Ordnungsgrad im Kristallgitter definiert. Unordnung im Kristallgitter und daraus folgend eine "schlechte" Kristallinität kann z.B. durch eine ungleichmäßige Verteilung der austauschbaren Kationen (BRINDLEY 1980) oder durch den Einbau von anderen Schichten (Bildung von Wechsellagerungs-Mineralen) hervorgerufen werden. Dieser Einbau verursacht Beugungsdifferenzen und kann eine Verbreiterung der Interferenzen zur Folge haben (KRUMM 1992). Die Kristallinität von Illit wird aus der Halbhöhenbreite des 10 Å-Reflexes (KÜBLER 1967; DUNOYER DE SEGONZAC 1969) bestimmt. Bei steigender Temperatur oder hohem Druck (Diagenese/ Metamorphose) finden mineralogische Veränderungen im Illit-Gitter statt, die zu einer Verringerung der Breite des ersten Basalreflexes führen können. So wird der Beginn der Metamorphose bei einer HHB von  $0,25^{\circ}2\theta$  festgelegt (KÜBLER 1967, KRUMM 1992). Eine Unterscheidung zwischen gut und schlecht kristallinen Illiten liefert auch die Intensitätsfolge der 001-Reflexe. Gut kristalline, Al-betonte Illite sind durch  $5\text{Å}/10\text{Å}$  Verhältnisse  $> 0,5$  gekennzeichnet, während in schlecht kristallinen Mg/Fe-Illiten das Verhältnis zwischen 0,1-0,4 liegt (ESQUEVIN 1969).

Untersuchungen zur Kristallinität von Smektit-Mineralen sind weniger verbreitet. BISCAYE (1965) hat den Grad der Kristallinität über das Verhältnis von  $v/p$  errechnet. "p" entspricht der Intensität des 17Å-Reflexes, "v" entspricht der Höhe bzw. Tiefe des "Tales" zwischen Untergrund und Smektit-Peak. Eine ähnliche Methode wird auch von THOREZ (1976) beschrieben. In anderen Arbeiten wird die Kristallinität von Smektit auf Grund der Morphologie des 17 Å-Reflexes (HEIN et al. 1978; HELING et al. 1992; FIORE 1993) definiert, wobei breite, unscharfe Reflexe schlecht kristallisierte Smektite anzeigen.

Über diese Methodik hinaus wird die Smektit-Kristallinität in dieser Arbeit aus dem Quotienten der Halbhöhenbreite (HHB) und der Intensität des Reflexes (H) ermittelt (vgl. CREMER et al. 1989). Niedrige Werte ( $< 0,005$ ) zeigen gut kristallisierte Smektite an, während Werte  $> 0,010$  einen geringen Ordnungsgrad kennzeichnen. Auch bei dieser Methode ist Vorsicht geboten, da sowohl die Fläche, als auch die Höhe der Reflexe von der Menge des Minerals beeinflusst werden. Eine Peakverbreiterung kann auch durch eine geringe Größe der Minerale verursacht werden (HEIM 1990; KRUMM 1992).

### Quarz und Plagioklas

Neben den Tonmineralen eignen sich Quarz und Feldspäte als Indikatoren für klimatische Veränderungen. Quarz ist als Indikator der Erosion auf dem Festland zu verwenden (KOLLA et al. 1979). Er ist vorwiegend terrigener Herkunft und resistent gegenüber der Verwitterung in feucht-kühlen oder feucht-gemäßigten Klimaten.

Plagioklas ist Bestandteil basaltischer und andesitischer Gesteine. Aus dem Verhältnis von Quarz zu Plagioklas im Sediment lassen sich Rückschlüsse auf die terrestrische Verwitterung (Hydrolyse) oder auf Liefergebiete und Transportmedium ziehen. Die Konzentrationen von



Kalifeldspat im Sediment kann ebenfalls als Indikator der Verwitterung auf dem Festland dienen. Bei hauptsächlich chemischer Verwitterung wird Kalifeldspat zu Tonmineralen umgebaut (BERNER 1971).

### Material und Methodik

Es wurden ca. 500 Proben aus 6 Kernen und 2 Großkastengreifern, sowie 25 Oberflächenproben tonmineralogisch bearbeitet.

Nach Wägung der gefriergetrockneten Proben wurde durch Naßsiebung eine Trennung in Fein- und Grobfraction vorgenommen. Die Feinfraction wurde mittels der Atterberg-Methode (MÜLLER 1967) in eine Silt- und eine Tonfraction unterteilt.

Nach der Atterberg-Trennung wurde eine Aufbereitung der Fraction  $< 2 \mu\text{m}$  nach dem Arbeitsschema von Lange und Fiedler (frdl. mündl. Mittlg.) vorgenommen. Wegen der Beeinflussung der holozänen Proben durch röntgenamorphe Substanz wurden diese Proben einer zusätzlichen Behandlung mit Natronlauge (MÜLLER & SCHNEIDER 1993) unterzogen.

### Röntgendiffraktometrie

Zur Mineralidentifizierung wurde ein Philips Röntgendiffraktometer PW 1830 (PW 1710 Kontrolleinheit) mit monochromatischer Kupfer- und Kobalt Ka-Strahlung verwendet. Zur Ermittlung der semiquantitativen Verteilung der Tonminerale wurden Texturpräparate hergestellt. Zur Identifizierung der Röntgenreflexe wurde der Bereich  $2-46^\circ 2\theta$  mit  $0.01^\circ/\text{sek}$  gemessen. Die Auftrennung von Kaolinit und Chlorit über die Reflexe bei  $3.58 \text{ \AA}$  und  $3.54 \text{ \AA}$  erfolgte mittels hochauflösender Messungen des Winkelbereichs  $24-27^\circ 2\theta$  mit  $0.005^\circ 2\theta/\text{sek}$ . Die Auswertung wurde an den glykolisierten Proben mit Hilfe des Programms MACDIFF von R. Petschick (AWI Bremerhaven, jetzt Geol.-Paläont. Inst. Frankfurt/M) vorgenommen.

Die Identifizierung der Minerale wurde auf Grund ihrer charakteristischen Basal-Reflexe nach BRINDLEY & BROWN (1980) durchgeführt (Tab. 1).

Tab. 1: Basalreflexe nach BRINDLEY & BROWN (1980)

Mineral	d-Wert	hkl
Smektit (glykol.)	$17 \text{ \AA}$	001
Illit	$10 \text{ \AA}$	001
Kaolinit/Chlorit	$7 \text{ \AA}$	001/002
Kaolinit	$3.58 \text{ \AA}$	002
Chlorit	$3.54 \text{ \AA}$	004
Quarz	$4.26 \text{ \AA}$	100
Quarz	$3.343 \text{ \AA}$	101
Plagioklas	$3.21 \text{ \AA}$	002
Plagioklas	$3.19 \text{ \AA}$	002
K-Feldspat	$3.24 \text{ \AA}$	002

Die Bezeichnung 'Smektit' wird im folgenden für alle aufweitbaren "17" Å-Mineralen verwendet und schließt Wechsellagerungs-Mineralen und Vermikulite mit ein.

Die Lage des ersten Basalreflexes der Smektit-Mineralen wird als erste Näherung zur Klassifizierung der Smektite benutzt. Die Zuordnung dieser Mineralen wurde nach BRINDLEY (1966) und SUQUET et al. (1975) vorgenommen (Tab. 2).

---

Tab. 2 Basalreflexe (Å) von Smektiten und Vermikuliten  
unter Äthylenglykol-Bedampfung (nach BRINDLEY (1966)  
und SUQUET et al. (1975))  
(Magnesium als austauschbares Kation)

---

16,9-17,1 Å Montmorillonit

16,9-16,7 Å Beidellit (16,8-16,7 Å) / Saponit (16,7 Å)

---

16,7-16,3 Å Wechsellagerungs-Mineralen

---

16,3-14,3 Å Vermikulit

---

Das Verhältnis von Quarz und Plagioklas wurde mittels der Peakintensitäten ermittelt. Das Vorkommen von Kalifeldspat wurde registriert, es erfolgen keine Angaben über Intensitäten.

## Ergebnisse

### Oberflächensedimente

Smektit ist mit Werten zwischen 18 und 62 % die Hauptkomponente der Tonfraktion. Die Konzentrationen von Chlorit 16-28 % (MW 16 %), Illit 4-35 % (MW 11 %) und Kaolinit 5-16 % (MW 9 %) sind relativ insignifikant (Abb. 17).

In der räumlichen Verteilung der Smektite sind Unterschiede zu erkennen. Hohe Smektit-Konzentrationen kennzeichnen die Oberflächensedimente der östlichen Rückenflanke, während in den Sedimenten auf der Westflanke der Smektitanteil deutlich geringer ist. Eine eindeutige räumliche Differenzierung der Illit-Konzentrationen läßt sich nicht feststellen. Die Stationen SO-6, SO-7 und LO-15 sind jedoch durch hohe Illit-Gehalte gekennzeichnet (24-52 %).

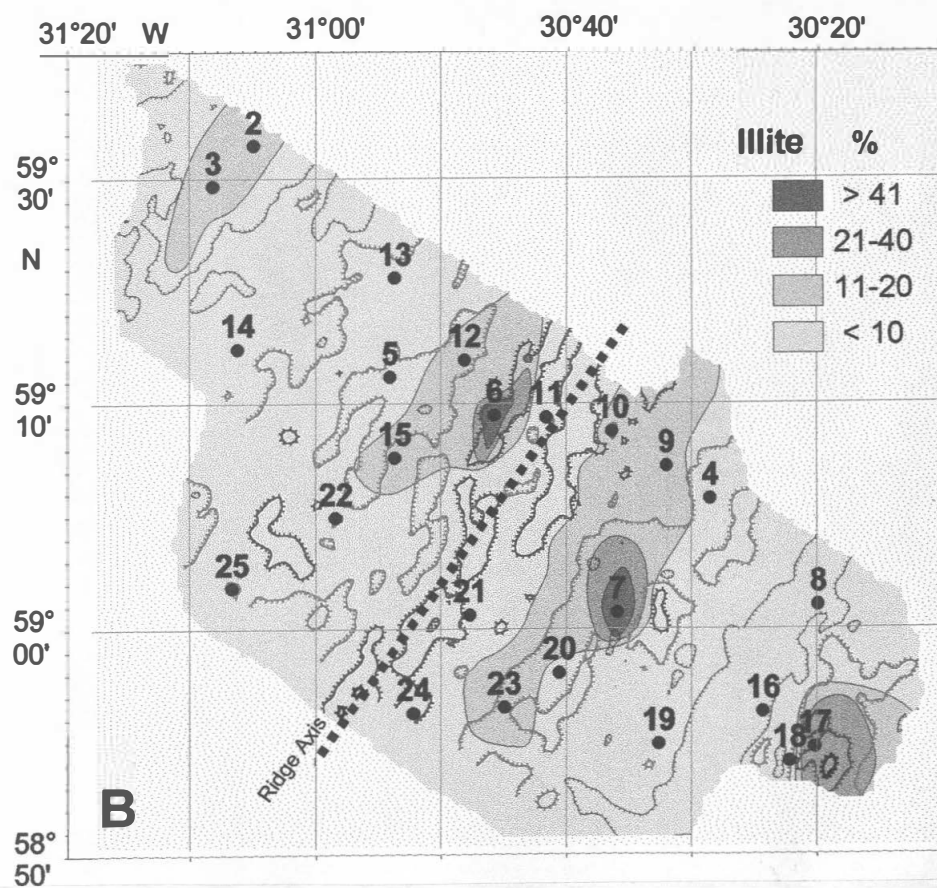
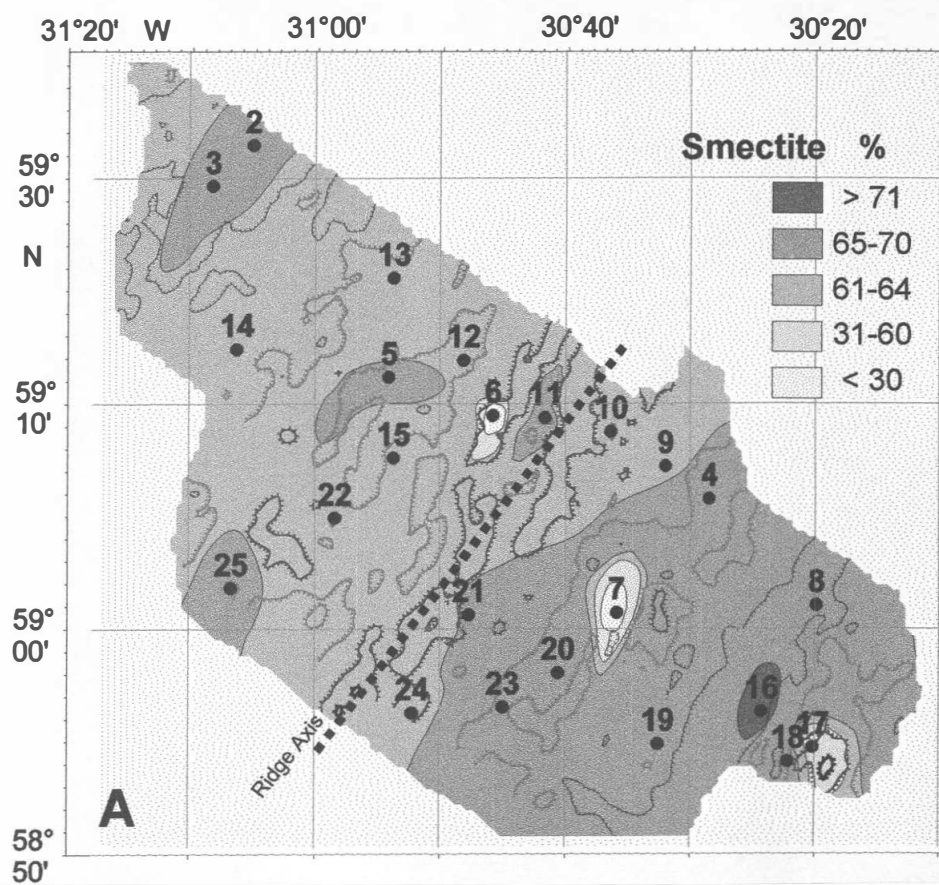


Abb. 17: Smektit- und Illit-Verteilung im Arbeitsgebiet

Eine detaillierte Darstellung der Korngrößenverteilung und Tonmineralogie der Oberflächenproben ist in den Veröffentlichungen:

"Rezente Sedimentation am mittelozeanischen Reykjanes-Rücken (59°N-60°N) - Topographie- und Hydrographie-gesteuerte Ablagerungsprozesse" - Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, 1994 (siehe Anhang);

und

"Late Quaternary sedimentation on the Mid-Atlantic Reykjanes Ridge: Clay mineral assemblages and depositional environment", im Druck bei: Geol. Rundschau (Kap. 3.2.2)

dokumentiert.

### **Ergebnisse Sedimentkerne**

Die Ergebnisse der Sedimentkerne werden im folgenden in der zeitlichen Abfolge dargestellt. Die stratigraphische Grundlage ist dem Kapitel 3.2.4 zu entnehmen.

### **Korngrößenverteilung**

Die Sedimente am Reykjanes Rücken sind durch einen hohen Anteil an feinkörnigen Partikeln gekennzeichnet (Abb. 18). Der Anteil der Feinfraktion ( $< 63 \mu\text{m}$ ) beträgt bis zu 90 Gewichts-% (Gew.-%). Die Verteilung der Fraktionen Ton, Silt und Sand sind der Abb. 18 zu entnehmen.

Hohe Tongehalte wurden in den Stationen SO-2, SO-7, LO-21 und LO-23 ermittelt, während in SO-5 die Siltkomponente stärker vertreten ist. Annähernd gleich große Ton- und Siltanteile treten in SO-4 auf. Hohe Anteile an grobem Material ( $> 63 \mu\text{m}$ ) kennzeichnen dagegen die rückennahen Stationen SO-6 (52-77 Gew.-%) und LO-6 (22-33 Gew.-%).

Der Anteil der Tonfraktion schwankt zwischen 9 und 68 Gew.-% (MW 43-58) in den letzten 67 ka. Deutliche Maxima der Ton-Komponente lassen sich in Sedimenten bei 65-64 ka, 61-60 ka, 55 ka, 40-39 ka, 36-34 ka, 29-28 ka, 22-21 (außer SO-2), 18-14 ka (außer SO-5) und von 9-7 ka BP korrelieren. Der Anteil der Siltfraktion ist durchschnittlich etwas geringer, er schwankt zwischen 8-67 Gew.-% (MW 42-48 Gew.-%). Es können bis zu 13 stratigraphische Niveaus identifiziert werden, in denen die Siltfraktion signifikante Maxima zeigt (67-65 ka, 62 ka, 58-57 ka, 52-50 ka, 48 ka, 43-42 ka, 39-37 ka, 31-30 ka, 27-24, 20-19, 14-12, 10, 6-4 ka BP). Auffällig ist auch eine Zunahme des Siltgehaltes in den jüngsten Sedimenten  $< 5$  ka (außer LO-21).

### **Minerale in der Tonfraktion**

Die Tonmineralverteilung wird von Smektit-Mineralen dominiert, die mit Werten zwischen 10 und 80 % in den letzten 67 ka vorherrschen (Abb. 19a-f). Illit ist das zweithäufigste Tonmineral (10-50 %). Die Minerale Chlorit und Kaolinit sind untergeordnet vertreten (6-25 % und 5-15 %).

Die Verteilung der Hauptkomponenten Smektit und Illit ist gegenläufig. Um Unterschiede in der Tonmineralverteilung deutlicher hervorheben zu können, wurden Smektit:Illit-



Verhältnisse als zusätzliche beschreibende Komponente ermittelt (Abb. 20). Auf Grund dieser Verteilung wurden vier Sedimenttypen (A, B, C, D) klassifiziert:

Sedimenttyp	Smektit:Illit-Verhältnisse
A	> 4
B	4-2
C	2-1
D	< 1

## Holozäne Sedimente

### *Smektit-Mineraie und Kristallinität*

Die Lage des ersten Basalreflexes der 'Smektite' deutet auf die Anwesenheit von Wechsellagerungsmineralen und Vermikuliten in den holozänen Sedimenten (Abb. 19/21). Untergeordnet kommen auch Beidellit-/Saponit-Mineraie vor. In den Röntgendiffraktogrammen sind jedoch häufig mehrgipfelige Peaks zu erkennen (GEHRKE in Vorber.), was auf ein Gemisch verschiedener Smektit-(Wechsellagerungs-) Mineralaie hindeutet. Die Halbhöhenbreiten/Höhe (HHB/H) der Smektit-Basalreflexe liegen zwischen 0,0033 und 0,03 (Abb. 19/22), d.h. es treten hauptsächlich schlecht kristallisierte 'Smektit'-Mineraie auf (HHB/H > 0,005). Sehr hohe und stark schwankende Werte wurden im späten Holozän in Kern SO-2 (HHW/H bis 0,03) gefunden. Vereinzelt sind in den holozänen Sedimenten auch Smektite mit einem hohen Ordnungsgrad zu finden, d.h. es sind der Definition nach "gut kristalline" Smektite.

### *Illit-Kristallinität*

Eine insgesamt gute Kristallinität der Illite ist durch HHB kleiner 0,5 belegt. Die meisten holozänen Proben sind durch sehr niedrige HHB (< 0,25), die den Beginn der Metamorphose kennzeichnen sollen, charakterisiert (Abb. 19a-f). Eine Tendenz zu einer schlechter ausgebildeten Kristallinität wird durch leicht verbreiterte Reflexe (HHB > 0,42) bei 1 bis 3 ka (besonders SO-7, SO-4: Ostflanke) und bei 4 bis 5 ka (besonders SO-5, LO-23: Westflanke) belegt.

Die Esquevin-Indizes ( $5\text{\AA}/10\text{\AA}$ -Intensitäten) liegen in der Mehrzahl über 0,5 und zeigen Aluminium-betonte Illite an (Abb. 19 a-f). Eisen/Magnesium-Illite (Indices < 0,4) finden sich an der Grenze zum Holozän (<10 ka) und sind vor allem in LO-21 verbreitet (3,3 bis 6,9 ka).

### *Tonmineralverteilung*

Sedimenttyp A mit auffällig hohen Smektit:Illit-Verhältnissen ist charakteristisch für den größten Teil der holozänen Sedimente und für den Übergang von Isotopenstadium 5/4 (> 65 ka) (Abb. 20). Diese Verhältnisse sind das Resultat hoher Smektit-Konzentrationen (bis 80 %) bei gleichzeitig sehr geringen Illit-Gehalten. Die höchsten Smektit-Konzentrationen konnten in Sedimenten bei 1/2 ka, 4/6 ka und 7/8 ka festgestellt werden (Abb. 19a-f).

In vereinzelt holozänen Schichten tritt der Sedimenttyp B auf (Abb. 20). Die Tonminerale Chlorit und Kaolinit zeigen in diesen Sedimenten keine Veränderung.

Eine Ausnahme in der holozänen Tonmineralverteilung zeigt die rückennahe Station SO-6. Die sehr niedrigen Smektit:Illit-Verhältnisse ( $< 1$ , Typ D) sind auf eine relativ starke Anreicherung der Illit-Komponente zurückzuführen. Diese Verteilung korreliert mit einer Korngrößenfraktionierung, d.h. die feine Fraktion wurde erodiert, was sich deutlich in der Korngrößenverteilung abbildet (Ton 9-29 Gew.-%).

Besonders auffällig ist die starke Streuung der Parameter in den holozänen Sedimenten, was auf eine Sedimentlieferung durch verschiedene Transportmedien zurückgeführt werden kann.

## Glaziale Sedimente

### *Smektit-Minerale und Kristallinität*

Die glazialen Sedimente bestehen hauptsächlich aus Saponit-/Beidellit- und Montmorillonit-Mineralen (Abb. 21). Daneben kommen vereinzelt auch Wechsellagerungs-Minerale vor. Vermikulite treten in den glazialen Sedimenten nur vereinzelt auf (55 ka, 35-20 ka).

Die Quotienten der Halbhöhenbreiten/Höhe (HHB/H) des Smektit-Basalreflexes liegen zwischen 0,0015 und 0,012 (Abb. 22), die Smektit-Minerale der glazialen Sedimente zeigen im allgemeinen einen hohen Ordnungsgrad. In einigen Sedimenten sind jedoch schlecht kristallisierte Smektite gefunden worden ( $HHB/H > 0,005$ ). Nach überwiegend gut kristallisierten Smektiten im LGM, kann zwischen 12 und 14 ka BP ein Übergang zu schlecht kristallisierten Smektiten beobachtet werden, wobei auffällig hohe Verhältnisse in SO-4 festgestellt worden sind (Abb. 22). Bereits in einem Intervall von 20 bis 33 ka sind schon erhöhte HHB/H-Verhältnisse zu verzeichnen. In diesen Intervallen ist die Kristallinität jedoch nicht einheitlich ausgebildet, d.h. schlecht kristalline Smektit-Minerale treten in unmittelbarer Nachbarschaft mit gut kristallisierten Smektiten auf. Weiterhin konnten erhöhte Verhältnisse in vereinzelt älteren Sedimenten (40, 45, 49, 55, 67 ka) festgestellt werden.

### *Illit-Kristallinität*

Bei den Illiten in den glazialen Sedimenten handelt es sich in der Mehrzahl um gut kristallisierte Aluminium-Illite.

### *Tonmineralverteilung*

Der überwiegende Teil der glazialen Sedimente ist durch Smektit:Illit-Verhältnisse  $< 2$  charakterisiert (Sedimenttyp C). In einigen Sedimenten ergeben sich allerdings signifikante Abweichungen nach hohen (Typ B) und nach sehr niedrigen (Typ D) Verhältnissen (Abb. 20).

Auffällig ist ein Intervall zwischen 35 und 50 ka, in dem erhöhte Smektit:Illit-Verhältnisse festgestellt werden konnten. Hohe Smektit-Gehalte sind in den Sedimenten auf der Ostflanke bei 12 ka abgebildet. Ähnliche hohe Verhältnisse finden sich auch zwischen 18 und 21 ka, auf der Westflanke ist dieses Muster jedoch nur in SO-5 abgebildet. Eine Erhöhung bei 25 ka ist wieder in allen Kernen zu verzeichnen. Signifikante Erhöhungen der Smektit:Illit-Verhältnisse in Sedimenten zwischen 57 und 62 ka sind nur in SO-5 abgebildet.



Sehr niedrige Smektit:Illit-Verhältnisse ( $< 1$ ) in Sedimenttyp D deuten eine signifikante Erhöhung des Illit-Anteils an. Die Minerale Kaolinit und Chlorit sind in diesen Sedimenten ebenfalls angereichert. Dieser Sedimenttyp korreliert größtenteils mit den bekannten Heinrich-Lagen (Abb. 20).

Räumliche Differenzierungen der Tonmineral-Verhältnisse zwischen Ost- und Westflanke des Reykjanes Rückens sind nicht eindeutig zu erkennen. Besonders hohe Smektit:Illit-Verhältnisse kennzeichnen die Kerne LO-21 (Ostflanke) und SO-5 (Westflanke).

#### *Kaolinit:Chlorit-Verhältnisse*

Die Anteile von Kaolinit und Chlorit sind in etwa gleich hoch, die Verhältnisse von Kaolinit zu Chlorit schwanken zwischen 0,5 und 1,1 (Abb. 23). Die Kaolinit:Chlorit-Verhältnisse korrelieren in den Kernen, es ergeben sich keine räumlichen Differenzierungen. Hohe Werte, d.h. Kaolinit zu Chlorit in gleich großen Anteilen sind bei 60-65 ka abgebildet. Die niedrigsten Verhältnisse zeigen sich zwischen 50 und 52 ka BP. Danach zeichnet sich von 50 bis 12 ka ein linearer Anstieg im Sediment ab. Bei 12 ka sind die höchsten Werte erreicht, d.h. Kaolinit und Chlorit liegen wieder in gleichen Anteilen vor.

#### *Quarz und Feldspat*

Die Quarz:Feldspat-Verhältnisse schwanken zwischen 0,8 und 15 in den letzten 67 ka (Abb. 24). Die holozänen Sedimente sind durch sehr niedrige Quarz/Plagioklas-Verhältnisse ( $< 2$ ) charakterisiert. Im Glazial steigen die Quotienten auf Werte  $> 3$  an. Besonders hohe Werte ( $> 6$ ) zeichnen sich in der Zeit von 14-15 ka, 20-22 ka, 26-28 ka, 35-37 ka, 42-43 ka, 49-52 ka, 59-60 ka und 64-65 ka ab, die größtenteils mit einer Zunahme des terrigenen, eistransportierten Material in der Grobfraction korrelieren. In den basalen Sedimenten ( $> 65$  ka) sinken die Quotienten wieder auf Werte  $< 2$ , ähnlich den holozänen Sedimenten.

Zusätzlich wurden geringe, nicht näher bestimmte Anteile an Kalifeldspat gefunden. Die holozänen und die basalen Sedimente ( $> 65$  ka) zeigen keine Spuren von Kalifeldspat.

#### **Korrelation der Ergebnisse**

Die hohe Sedimentation der Fraktion  $< 2 \mu\text{m}$  wird durch Abschnitte mit signifikanten Anreicherungen der Siltfraktion unterbrochen, die sich zwischen den Kernen korrelieren lassen (vgl. Kapitel Korngrößenverteilung).

Ein Zusammenhang zwischen der Korngrößenverteilung und einer Zunahme bestimmter Tonminerale läßt sich nicht nachweisen. Auch ein eindeutiger Zusammenhang zwischen dem Anteil der Feinfraktion und der Kristallinität der Smektit-Minerale besteht nicht.

Eine Korrelation zwischen der Korngrößenverteilung und dem Anteil von eistransportiertem Material ist nicht eindeutig zu erkennen. Daraus folgt, daß der Sedimenteintrag durch driftenden Eis nicht an eine bestimmte Korngröße gebunden ist. In Sedimenten zwischen 67-65 ka, 62 ka, 52-50 ka, 27-24 ka und 20 ka (außer SO-4, LO-23) ist die Siltfraktion angereichert, während hier kaum eistransportiertes Sediment vorhanden ist. Ein zeitgleicher Anstieg des Quarz:Plagioklas-Verhältnisses bei 62 und 50 ka deutet auf einen zunehmenden äolischen Einfluß in diesen Sedimenten hin. Hohe Siltgehalte sind bei 67-65 ka, 25-24 ka und 6-4 ka mit geringen Quarz:Feldspat-Verhältnissen korreliert. Diese Verteilung kann ein Hinweis auf einen stärkeren Einfluß von Bodenströmungen mit Plagioklas-Fracht sein. Diese

Vermutung wird gestützt durch den hohen Anteil von Smektit-Mineralen und amorpher Substanz in diesen Sedimenten.

Hohe Quarz:Plagioklas-Verhältnisse kennzeichnen die glazialen Sedimente. Die höchsten Verhältnisse sind in den bekannten Heinrich-Lagen (H1-H6) zu finden (Abb. 24). Eine Ausnahme stellen Sedimente zwischen 50-55 ka dar, wo hohe Quarz:Plagioklas-Verhältnisse vorliegen, eistransportiertes Material aber kaum vorhanden ist. Ein ähnliches Bild ergibt sich für die Sedimente zwischen 58 und 60 ka. In diesen Zonen ist entweder ein vorwiegend äolischer Eintrag der Quarz-Komponente oder ein hoher Anteil an Feinfraktion im Meereis ursächlich für die beobachtete Sedimentverteilung.

Ein Zusammenhang zwischen Smektit-Konzentrationen und vulkanischem Glas in der Grobfraktion ist nicht zu erkennen. In den Zonen, in denen vulkanisches Glas signifikant angereichert ist, ist sogar eine leichte Verringerung des Smektit-Gehaltes zu erkennen. Die Aschenlagen werden vorwiegend durch driftenden Eis transportiert und enthalten einen signifikanten Anteil von grobem eistransportiertem Material (LACKSCHEWITZ & WALLRABE-ADAMS, eingereicht) und Illit und Quarz in der Tonfraktion.

Auffällig ist eine Verschlechterung der Smektit-Kristallinität in Sedimenten über der Aschenzone II (57,5 ka). Diese Aschenzone besteht u.a. aus rhyolitischem Glas (LACKSCHEWITZ & WALLRABE-ADAMS, eingereicht), das zu Smektit umgebildet werden kann. Ähnliche Beobachtungen konnten auch in Sedimenten über anderen Aschenzonen gemacht werden, diese Veränderungen sind jedoch weniger deutlich ausgeprägt. Eine Palagonitisierung der Pyroklastika, die bei einer Alteration der Aschen erwartet werden kann, konnte in der Grobfraktion jedoch nicht beobachtet werden (LACKSCHEWITZ & WALLRABE-ADAMS, eingereicht)

## **Interpretation und Diskussion**

Eine Darstellung und Interpretation der Tonmineralverteilung des Kernes SO-5 erfolgte in dem Artikel "Late Quaternary sedimentation on the Mid-Atlantic Reykjanes Ridge: Clay mineral assemblages and depositional environment." (GEHRKE et al. einge., vgl. Kap. 3.2.2). Im Folgenden wird die Tonmineralverteilung in sechs Sedimentkernen dargestellt und interpretiert.

## **Holozäne Sedimente**

Smektit ist das dominante Tonmineral in den holozänen Sedimenten. Die Smektite sind in den meisten Fällen schlecht kristallisiert. Die Lage des 17Å-Reflexes deutet auf Wechsellagerungsminerale, Vermikulite und Saponit/Beidellite bzw. auf Mischungen dieser Minerale.

Degradierete Smektite aus Glimmern sind verbreitet in Böden kühlerer Klimate (Holozän und Pleistozän) und wurden in europäischen und nordamerikanischen Lössen beschrieben (SCHWERTMANN 1962; TRIBUTH 1974). Als Liefergebiete kommen hier in erster Linie Podsole auf Grönland, Kanada und Skandinavien in Betracht. Auch Gesteine der niedrig-gradigen Metamorphose auf Grönland und Skandinavien können Quellen von Illit-Smektit-Wechsellagerungsmineralen sein. Eine andere Möglichkeit der Smektit-Genese ist die Verwitterung basischer bis intermediärer Vulkanite. Die Minerale Smektit-Celadonit, Saponit, Beidellit und Montmorillonit bilden sich aus Basaltbruchstücken und „Saprock“

(RIGHI & MEUNIER 1995), d.h. die Verwitterung ist nicht sehr weit fortgeschritten. Als Liefergebiete kommen Island (GROUSSET et al. 1982, 1983; PARRA 1982) und die tertiären Basalte Ostgrönlands in Betracht. Eine weitere Möglichkeit wäre die authigene Genese aus submarinen Basalten.

Eine Unterscheidung zwischen detritischen und authigenen Smektiten erweist sich jedoch als schwierig. Hinweise auf die Genese der Smekтите kann der Ordnungsgrad, d.h. die Kristallinität der Minerale geben. Die überwiegend schlechte Kristallinität der Minerale deutet eher auf eine detritische Genese der Smekтите hin (BISCAYE 1965; FROGET 1981; HELING et al. 1992), d.h. auf eine Degradation aus Glimmern. Schlecht kristalline Smekтите mit einem Basalreflex bei 16,3 Å wurden jedoch auch in MOR-Sedimenten bei den Azoren gefunden (T. RICHTER, frdl. mündl. Mitteilung). Diese Minerale wären nach obiger Definition ebenfalls degradierte Smekтите/Vermikulite. Eine Entstehung aus degradierten Glimmern kann jedoch ausgeschlossen werden, da die Smekтите aus der submarinen Alteration basaltischer Aschen stammen. In Untersuchungen von HEIN et al. (1978) wird die schlecht ausgebildete Kristallinität von Smektit auf eine authigene Bildung in einem frühen Stadium zurückgeführt.

Die beobachtete Verteilung der Tonminerale in den holozänen Sedimenten mit hohen Anteilen von Smektit auf der Ostflanke und niedrigen Anteilen auf der Westflanke und der hohe Anteil an amorpher Substanz (aus der terrestrischen Verwitterung vulkanischer Asche) sowie das niedrige Quarz:Plagioklas-Verhältnis deuten in erster Linie auf Island als Liefergebiet. Als vorherrschendes Transportmedium kommen Bodenströmungen (NSOW/ISOW) in Betracht. Aber auch eine authigene Smektit-Genese kann nicht ausgeschlossen werden.

Sinkende Kaolinit:Chlorit-Verhältnisse zeigen einen zunehmenden Einfluß von Chlorit in den holozänen Sedimenten an. Chlorit ist ein typisches Mineral der Verwitterung in hohen Breiten. Ansteigende Chlorit-Gehalte in den holozänen Sedimenten sind vermutlich auf eine beginnende Bodenbildung und einen verstärkten äolischen Einfluß zurückzuführen. GROUSSET et al. (1983) beschreiben einen äolischen Eintrag von Chlorit bei 45 ° N und vor dem Norwegischen Schelf. Kaolinit zeigt keine signifikanten Variationen. Kaolinit ist ein typisches Mineral für starke chemische Verwitterung, die jedoch in diesen hohen Breiten relativ gering ist. Der Gehalt an Kaolinit ist vermutlich auf die Erosion älterer Gesteine zurückzuführen. Als Lieferanten für die Minerale Illit, Kaolinit und Chlorit kommen die sauren und metamorphen Gesteine von Grönland, dem Skandinavischen und Kanadischen Schild in Frage. Ein Transport vom Kanadischen Schild ist durch Oberflächenströmungen mit dem NAC möglich. Material vom Skandinavischen Schild kann durch Tiefenströmungen (NSOW/ISOW) in das Arbeitsgebiet transportiert werden. Ein äolischer Eintrag von grönländischem Material ist auf Grund des herrschenden Windsystems ebenfalls möglich, erscheint jedoch aufgrund der Entfernung zum Festland eher von untergeordneter Bedeutung.

Besonders auffällig ist die starke Streuung der einzelnen Parameter in den holozänen Sedimenten. Ursache dafür können Klimaveränderungen während des Holozäns sein, die sich durch eine Änderung der Verwitterungsbedingungen und/oder eine Änderung der Liefergebiete auf Grund veränderter Transportbedingungen ausdrücken. Die z.T. sehr schlechte Sortierung der Sedimente weist auf das Zusammenspiel von verschiedenen Transportmechanismen hin.

## Glaziale Sedimente

Sehr hohe Smektit:Illit-Verhältnisse, ähnlich den holozänen Werten, kennzeichnen den Übergang von Isotopenstadium 5 zu 4 (68-65 ka) (Abb. 19 a-f, 20). In diesem Sedimenten fällt ebenso die schlechte Kristallinität der Smektit-Mineralen auf. Weitere Parallelen zu den holozänen Sedimenten sind das Fehlen von Kalifeldspat, niedrige Quarz:Plagioklas-Verhältnisse und ein signifikanter Anteil an amorpher Substanz in der Tonfraktion. Gleichzeitig hohe  $\text{CaCO}_3$ -Gehalte und ein hoher Anteil an temperierten planktonischen Foraminiferen und Coccolithen (LACKSCHEWITZ et al., *inger.*) deuten zum einen auf einen Einfluß von warmen Oberflächenwassermassen (biogene Komponente) und zum anderen auf einen Einfluß von Bodenströmungen von Island (lithogene Komponente), also einem Strömungssystem entsprechend dem rezenten Muster.

Relativ niedrige Smektit:Illit-Verhältnisse kennzeichnen die Sedimente im Isotopenstadium 4. Der Sedimenteintrag findet vorwiegend durch Eisdrift statt, jedoch zeigen hohe Anteile von Quarz bei gleichzeitig niedriger IRD-Konzentration einen signifikanten äolischen Einfluß an.

Niedrige Smektit:Illit-Verhältnisse in Sedimenten bei 54 bis 55 ka BP sind durch einen deutlichen Anstieg der Chlorit- und Kaolinit-Komponente bedingt (Abb. 19 a-f, 20). Hohe  $\text{CaCO}_3$ -Gehalte und ein Ansteigen des kalkigen Nannoplanktons (LACKSCHEWITZ et al., *inger.*) lassen auch hier einen Zustrom von warmen Oberflächenwassermassen des NAC vermuten. Die hohe Bioproduktivität fördert eine gesteigerte Bildung von „fecal pellets“. Diese „fecal pellets“ können die in den Oberflächenwassermassen vorkommenden Tonminerale (hier Kaolinit, Chlorit) einfangen ('marine snow') und einen beschleunigten Transport zum Meeresboden verursachen (HEBBELN et al. 1993). Im Gegensatz zum Übergang von Isotopenstadium 5/4 (68-65 ka) konnte hier kein Anstieg des amorphen Materials beobachtet werden. Diese Beobachtungen lassen auf einen vergleichsweise geringen Einfluß von Bodenströmungen vom isländischen Schelf (NSOW/ISOW) schließen.

Hohe Smektit-Gehalte sind in den Isotopenstadien 2 und 3 (Sedimenttyp B) abgebildet (Abb. 19 a-f). Besonders hervorzuheben ist ein Intervall zwischen 35-50 ka, in dem auch die gute Kristallinität der Smektit-Mineralen auffällt. Ein signifikanter Anteil von IRD und vulkanischem Glas in der Grobfraktion zeigen einen deutlichen Einfluß von Eisdrift an (LACKSCHEWITZ et al., *inger.*).

Sehr niedrige Smektit:Illit-Verhältnisse ( $< 1$ , Sedimenttyp C) kennzeichnen Sedimente, die größtenteils mit den bekannten "Heinrich-Lagen" identisch sind (H1-H6, HEINRICH 1988; BOND et al. 1992; BROECKER et al. 1992). Die Analyse der Grobfraktion ergab einen signifikanten Anteil eistransportierten Materials, mit Ausnahme von H5 (50 ka) (LACKSCHEWITZ et al., *inger.*). Hohe Illit-Gehalte, ein Anstieg der Kaolinit- und Chlorit-Komponente, hohe Quarz:Plagioklas-Verhältnisse, ein signifikanter Gehalt an Kalifeldspat und eine gute Kristallinität der Smektit-Mineralen sind charakteristisch für diese Sedimente. Als Lieferquellen der Mineralen Illit, Kaolinit, Chlorit, Quarz und Kalifeldspat kommen vor allem die metamorphen Gesteine (Granulite, Amphibolite) Grönlands (ESCHER 1995) und Skandinaviens in Betracht. Island als Liefergebiet ist wenig wahrscheinlich, da eine Genese dieser Mineralen in nennenswerten Mengen dort nicht stattfindet. Die gut ausgebildete Kristallinität der Smektit-Mineralen in diesen Sedimenten kann auf eine authigene Smektit-Genese zurückzuführen sein, d.h. auf eine submarine Verwitterung vulkanischer Gesteine. Unklar ist die genaue Herkunft der Smektite. Ein Eintrag von isländischen Schelf durch Eis oder Turbidite ist möglich, es kommt auch eine lokale Bildung in-situ in Betracht. Die schlechte Sortierung der Sedimente kann sowohl auf einen Eintrag durch unterschiedliche Transportmechanismen, als auch auf einen Transport nur durch Eisberge hindeuten. Sedimente aus Eisbergen sind oft sehr schlecht sortiert und enthalten alle Korngrößen



(MOLNIA 1983), Meereissedimente sind jedoch meist feinkörnig und enthalten wenig oder keinen Anteil an groben terrigenen Partikeln (PFIRMANN et al. 1989). Heinrich-Lage "H5" (50 ka) stellt im Vergleich zu den anderen "Heinrich-Lagen" einen Sonderfall dar. In diesen Horizonten konnten nur sehr geringe Anteile an eistransportiertem Material in der Grobfraction nachgewiesen werden (LACKSCHEWITZ et al., *eing.*). Demzufolge kann hier ein Sedimenteintrag mit Meereis angenommen werden. Die beobachtete Anreicherung der Quarz- und Silt-Komponenten macht jedoch auch einen äolischer Eintrag möglich.

Hohe Tongehalte kennzeichnen das letzte glaziale Maximum zwischen 20 und 15 ka (Abb. 18). Diese Sedimente sind durch höhere Illit- und geringe Smektit-Konzentrationen gekennzeichnet (Abb. 20). Die gute Smektit-Kristallinität (Abb. 22) kann auf eine vornehmlich authigene Smektit-Genese aus vulkanischem Material zurückzuführen sein. Die geringe Streuung der Sedimentparameter deutet auf einen Einfluß weniger Transportmedien, d.h. der Sedimenteintrag wird wahrscheinlich vorwiegend von Drifteis gesteuert.

Der lineare Anstieg der Smektit-Komponente zwischen 20 und 15 ka und die zunehmend schlechter ausgebildete Kristallinität der Smektit-Mineraie deutet auf einen steigenden Einfluß von Bodenströmungen (ISOW) und einen Sedimenttransfer vom isländischen Schelf hin. Der sprunghafte Anstieg der Smektit:Illit-Verhältnisse, die Verbreitung vornehmlich schlecht kristallisierter Smektit-Mineraie und der hohe Eintrag amorpher Substanz mit Beginn des Holozäns zeigen den überproportionalen Einfluß von isländischen Sedimenten, die mit dem NSOW/ISOW in das Arbeitsgebiet transportiert werden, an.

Die starke Streuung der Sedimentparameter deutet auf stärkere klimatische Veränderungen im Holozän hin, die sich durch veränderte Transportmedien und Liefergebiete ausdrücken. Ähnliche Veränderungen beobachtete auch BOND (1995) in einem Sedimentkern zwischen Grönland und Island.

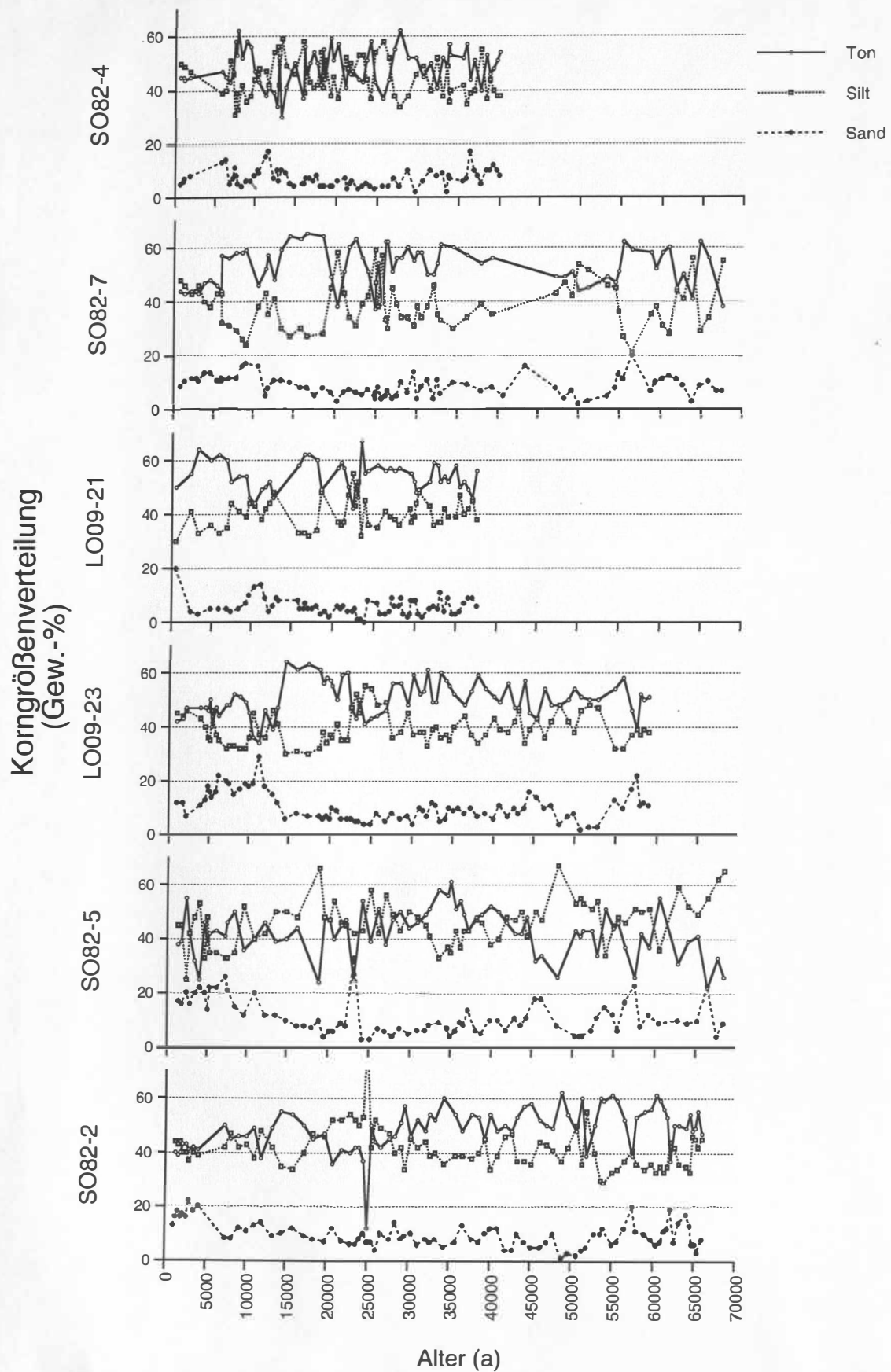


Abb. 18: Korngrößenverteilung in Gewichts-% (Gew.-%) der Ton-, Silt- und Sandanteile.



## SO82-4

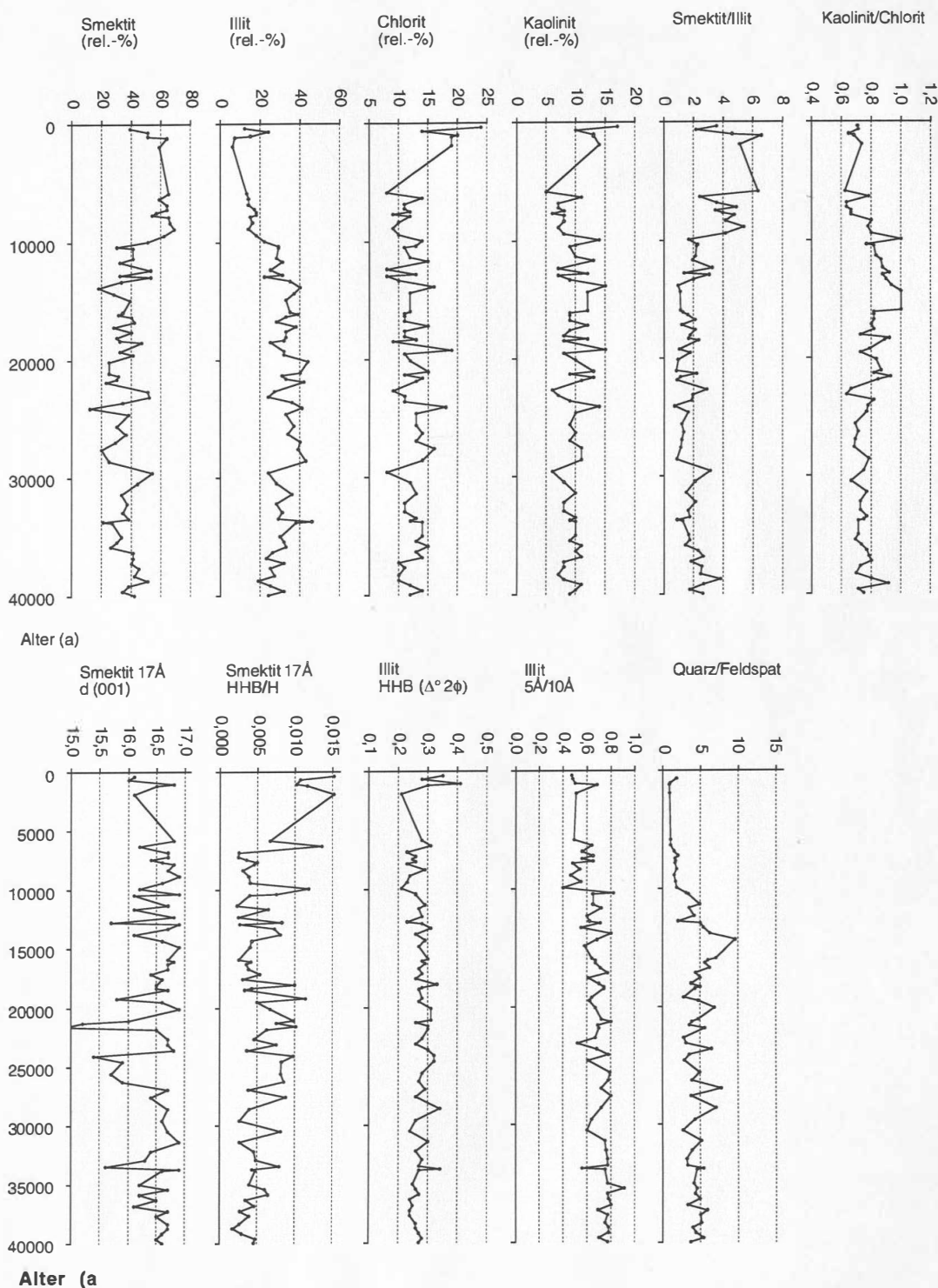
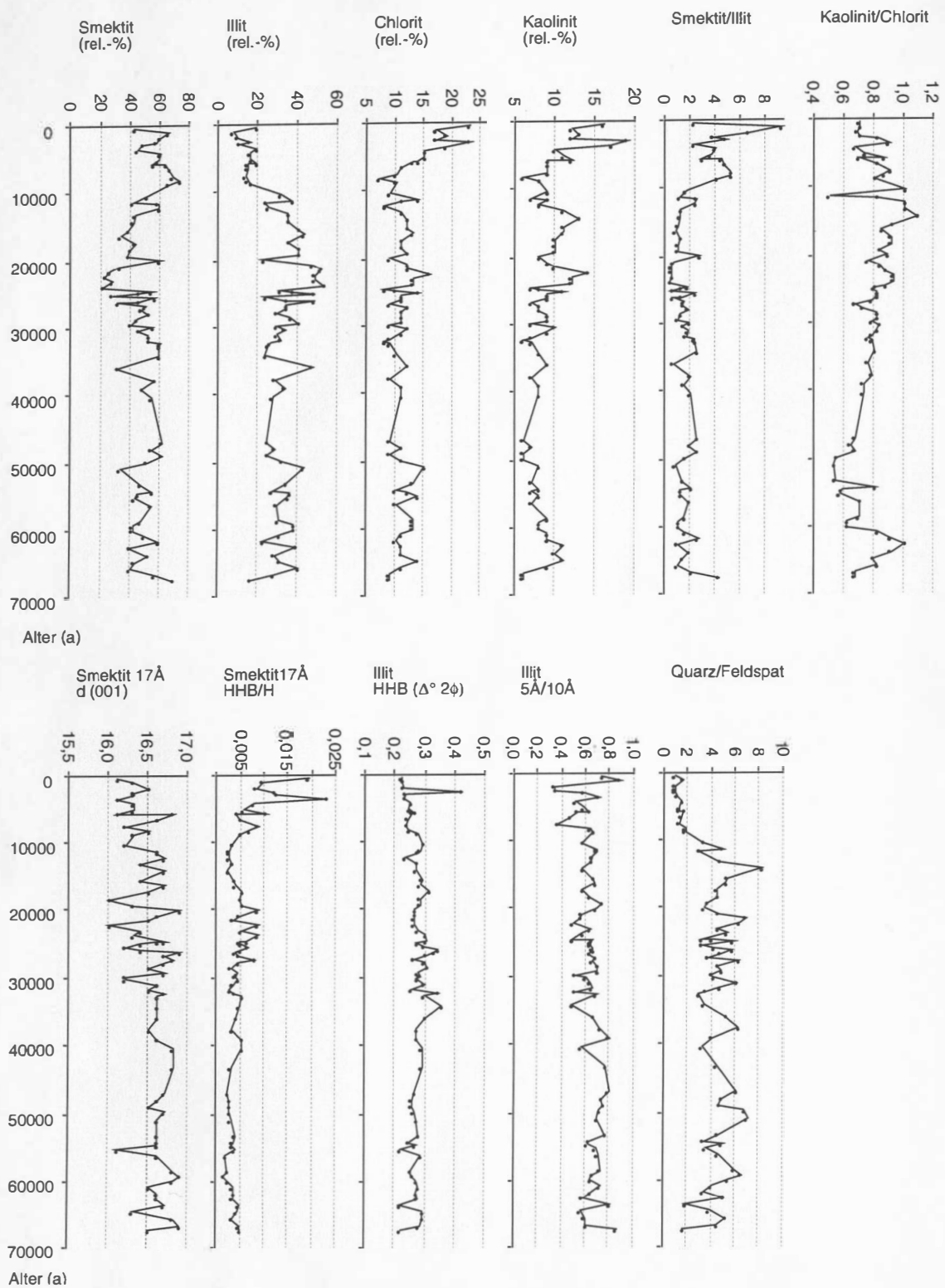
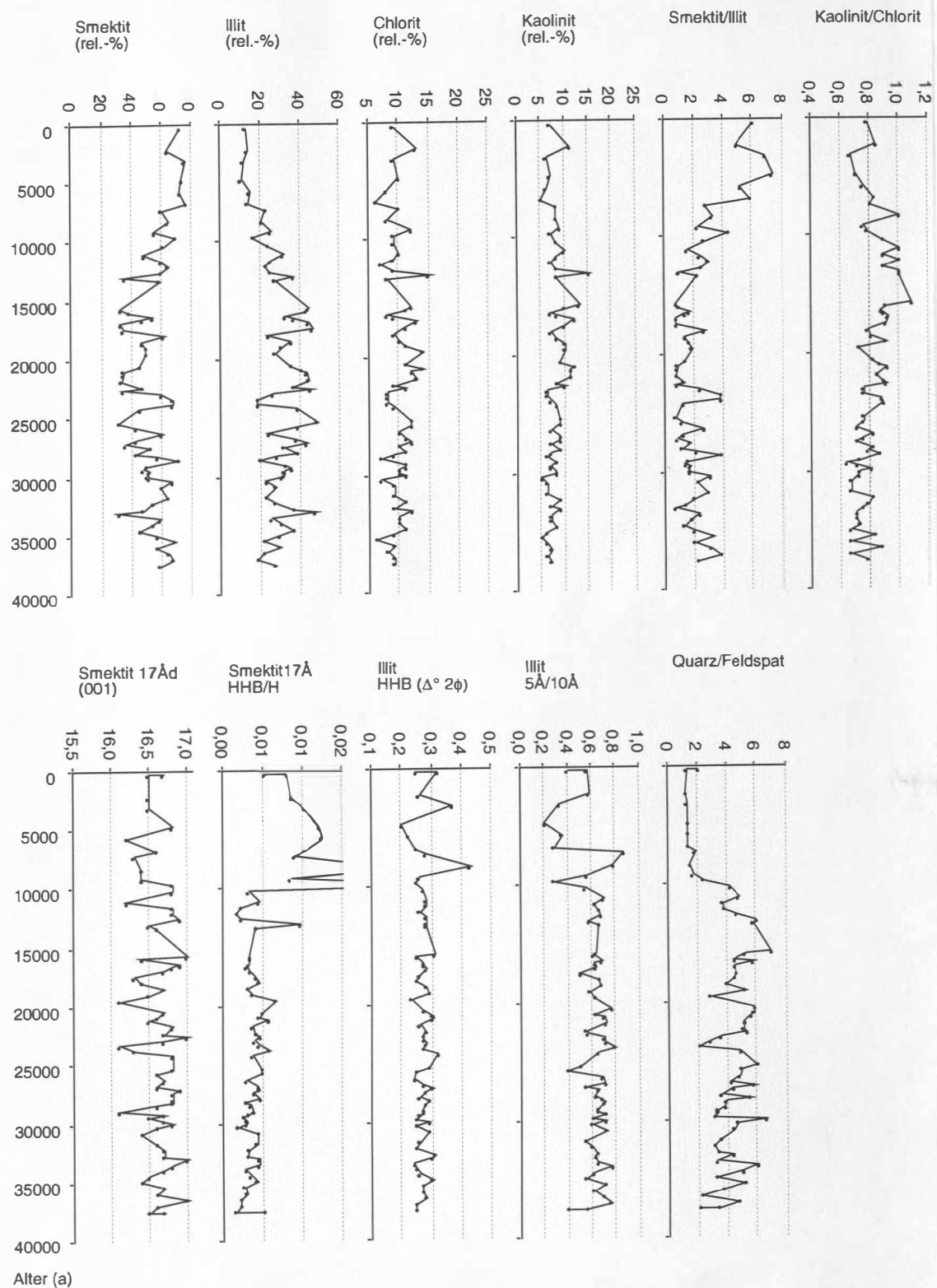


Abb. 19 a-f: Verteilung der Minerale in der Fraktion  $< 2 \mu\text{m}$ . Oben: relative Anteil der Tonmineral-Hauptgruppen und Tonmineral-Verhältnisse; unten: mineralogische Parameter; Lage des ersten Basalreflexes und HHB/H von Smektit (Glykol), Kübler- und Esquevin-Index von Illit.

## SO82-7

Abb. 19b: Verteilung der Minerale in der Fraktion < 2  $\mu$ m. Fortsetzung.

## LO09-21

Abb. 19c: Verteilung der Minerale in der Fraktion < 2  $\mu$ m. Fortsetzung.

## LO09-23

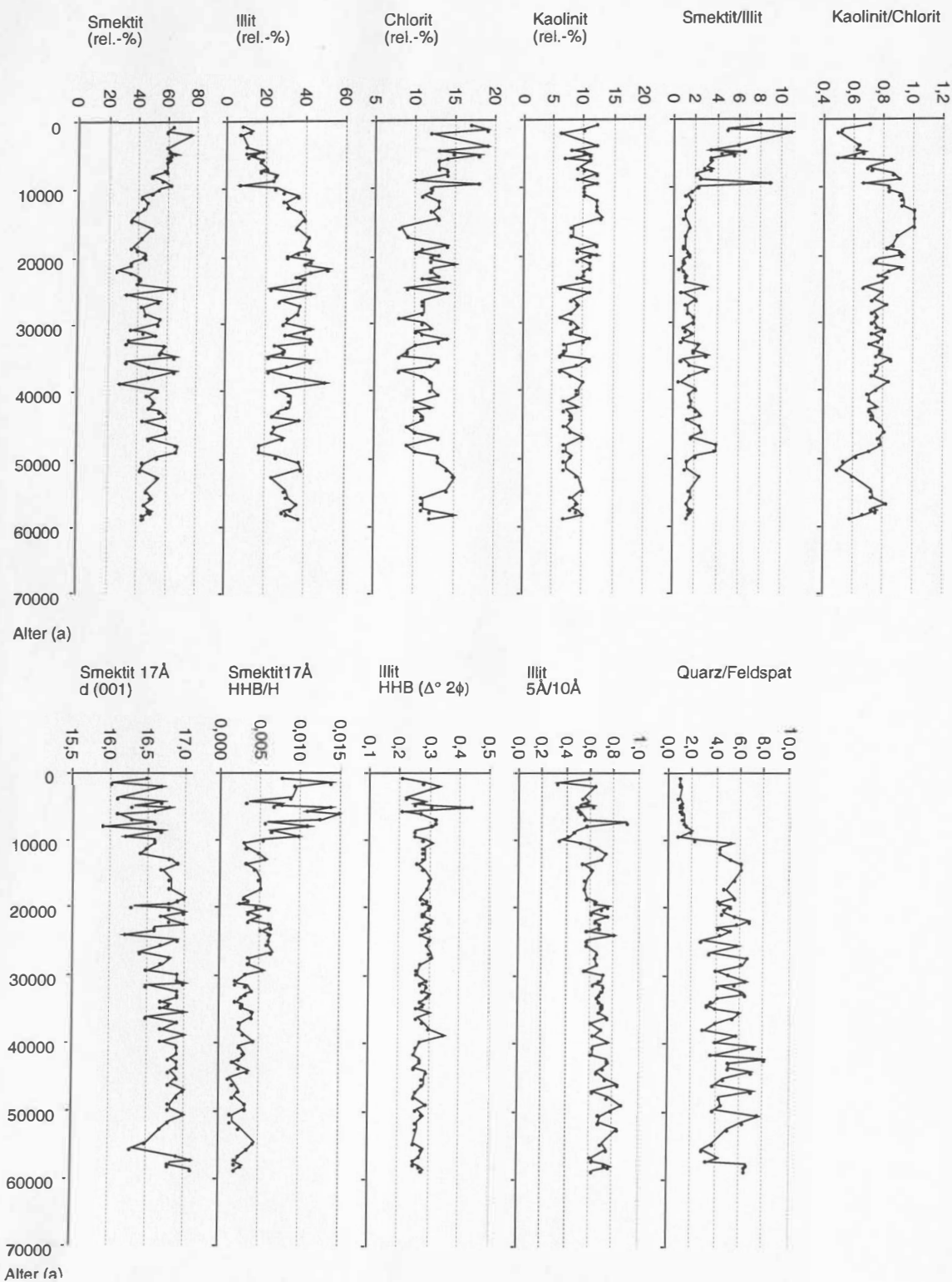
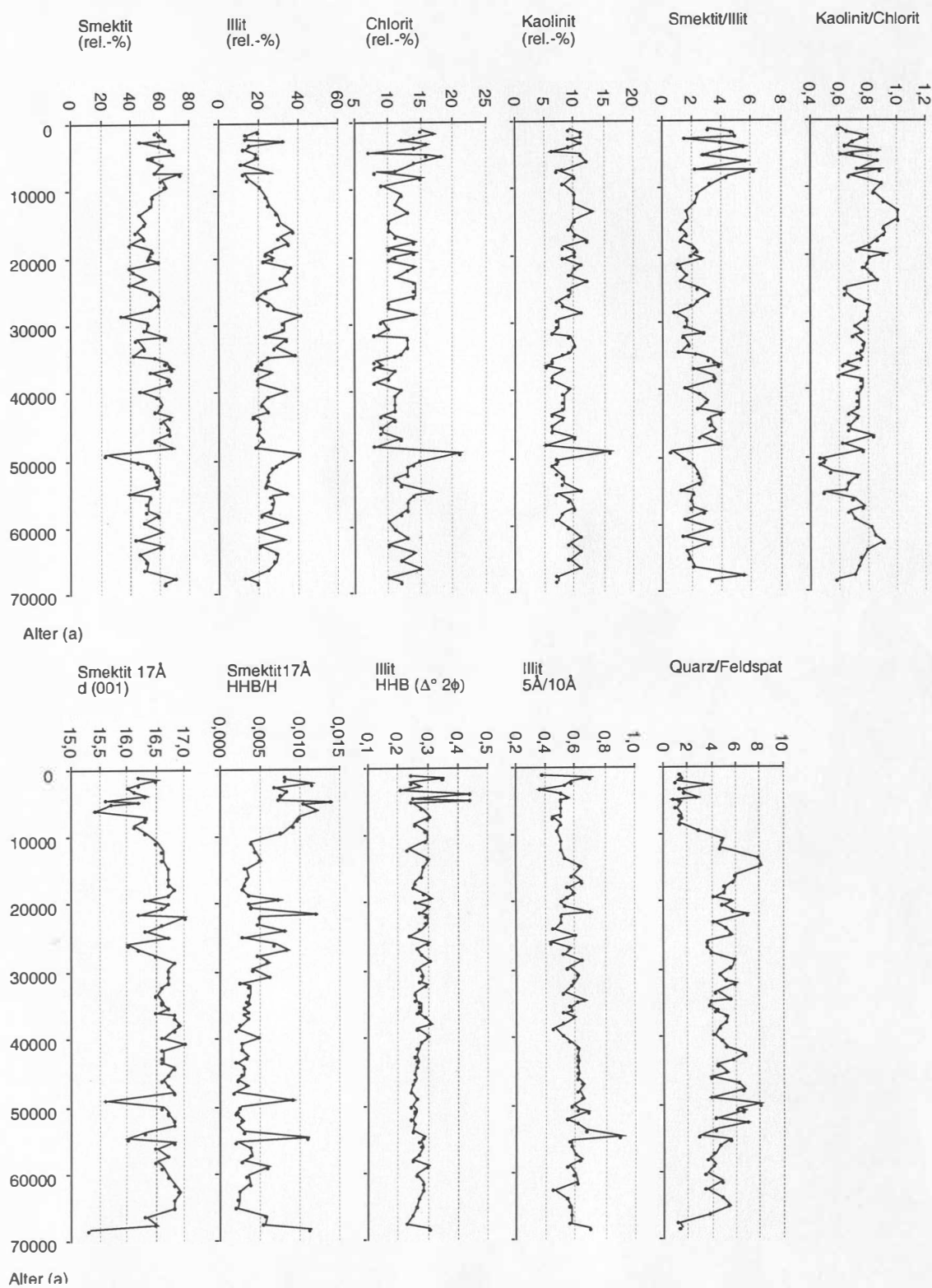


Abb. 19d: Verteilung der Minerale in der Fraktion &lt; 2 µm. Fortsetzung.

## SO82-5

Abb. 19e: Verteilung der Minerale in der Fraktion < 2  $\mu\text{m}$ . Fortsetzung.



## SO82-2

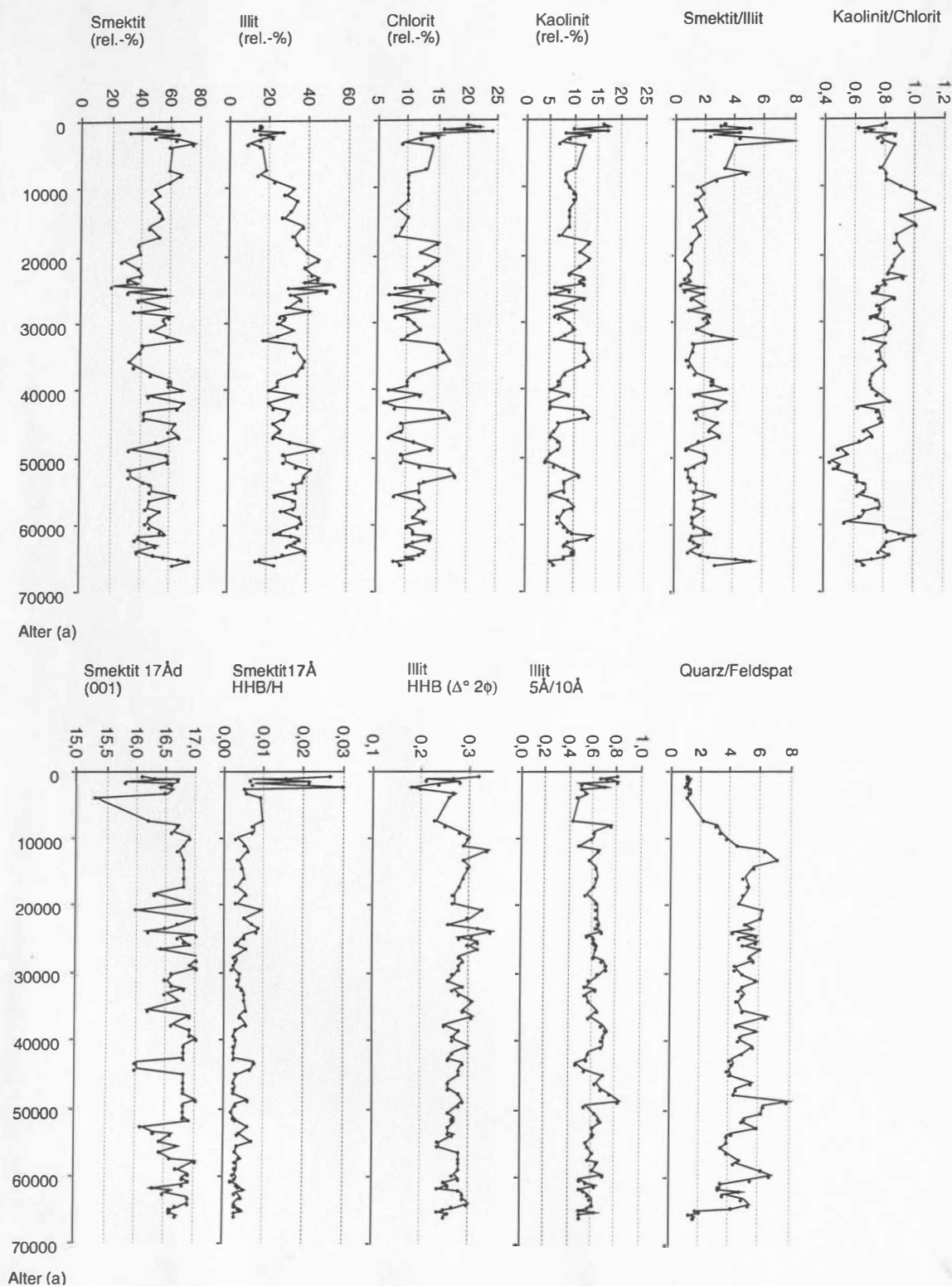


Abb. 19f: Verteilung der Minerale in der Fraktion &lt; 2 µm. Fortsetzung.



## Smektit / Illit - Verhältnis

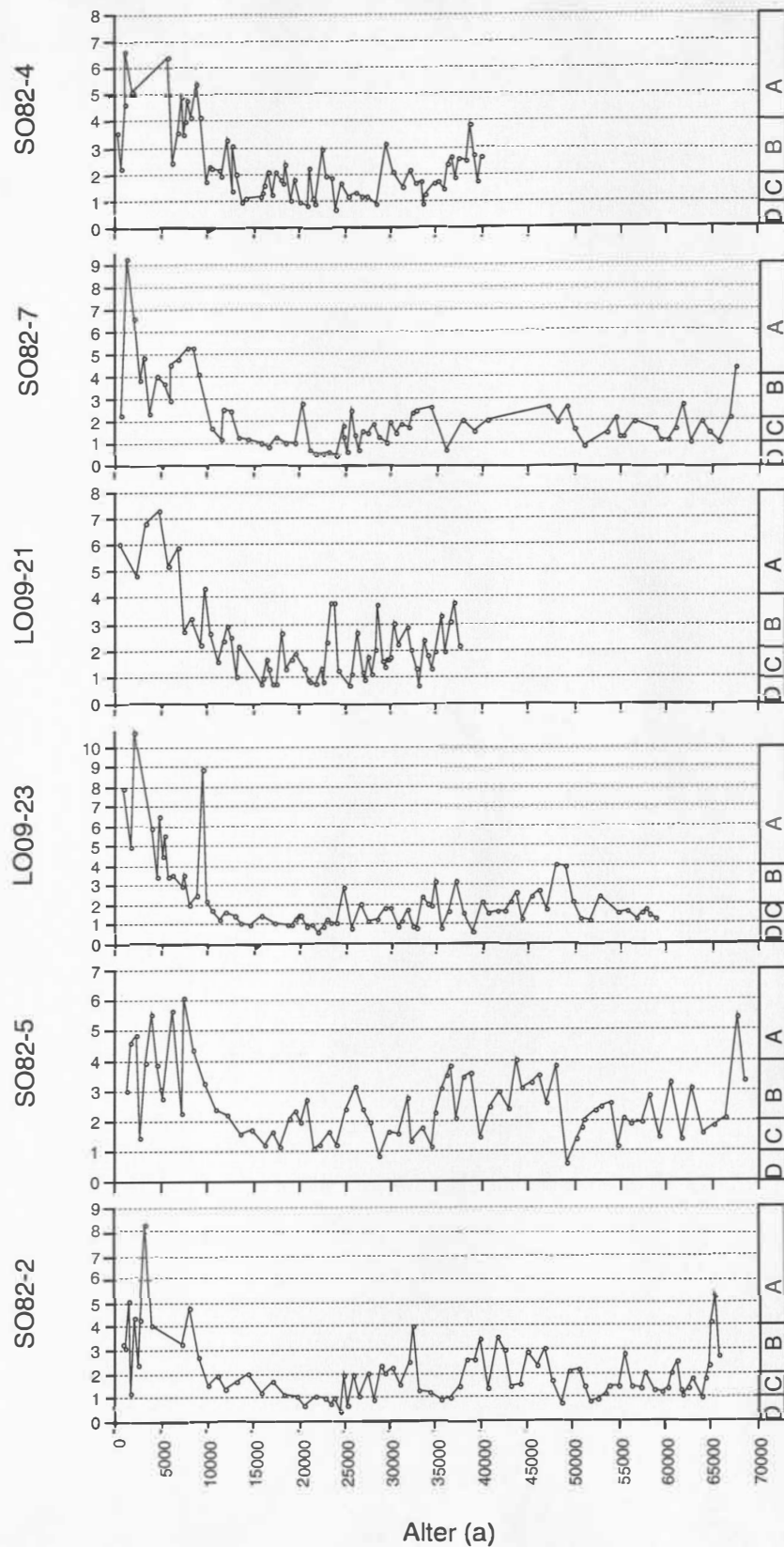


Abb. 20: Smektit:Illit-Verhältnisse.

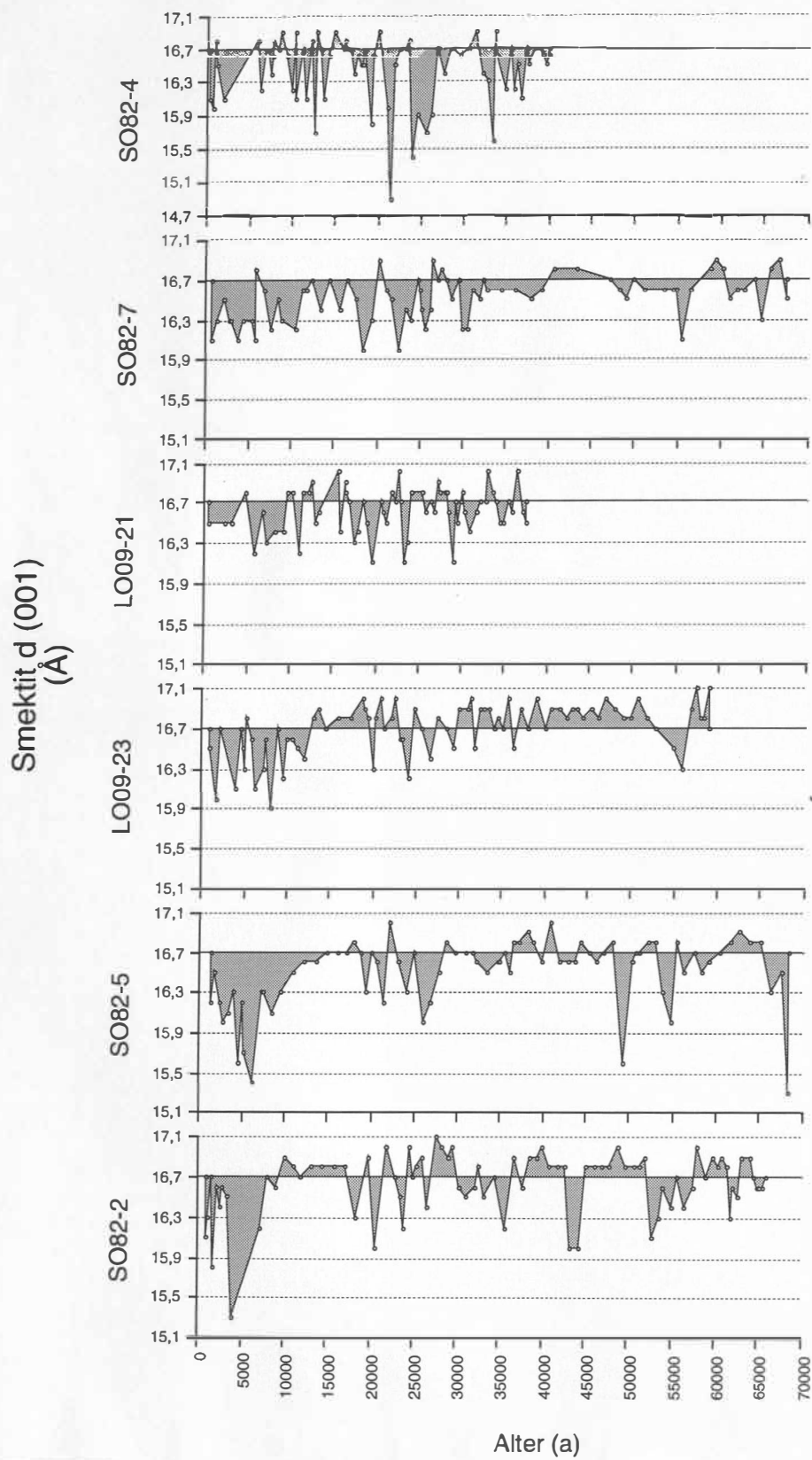


Abb. 21: Smektit d(001): Lage des 17Å-Reflexes.

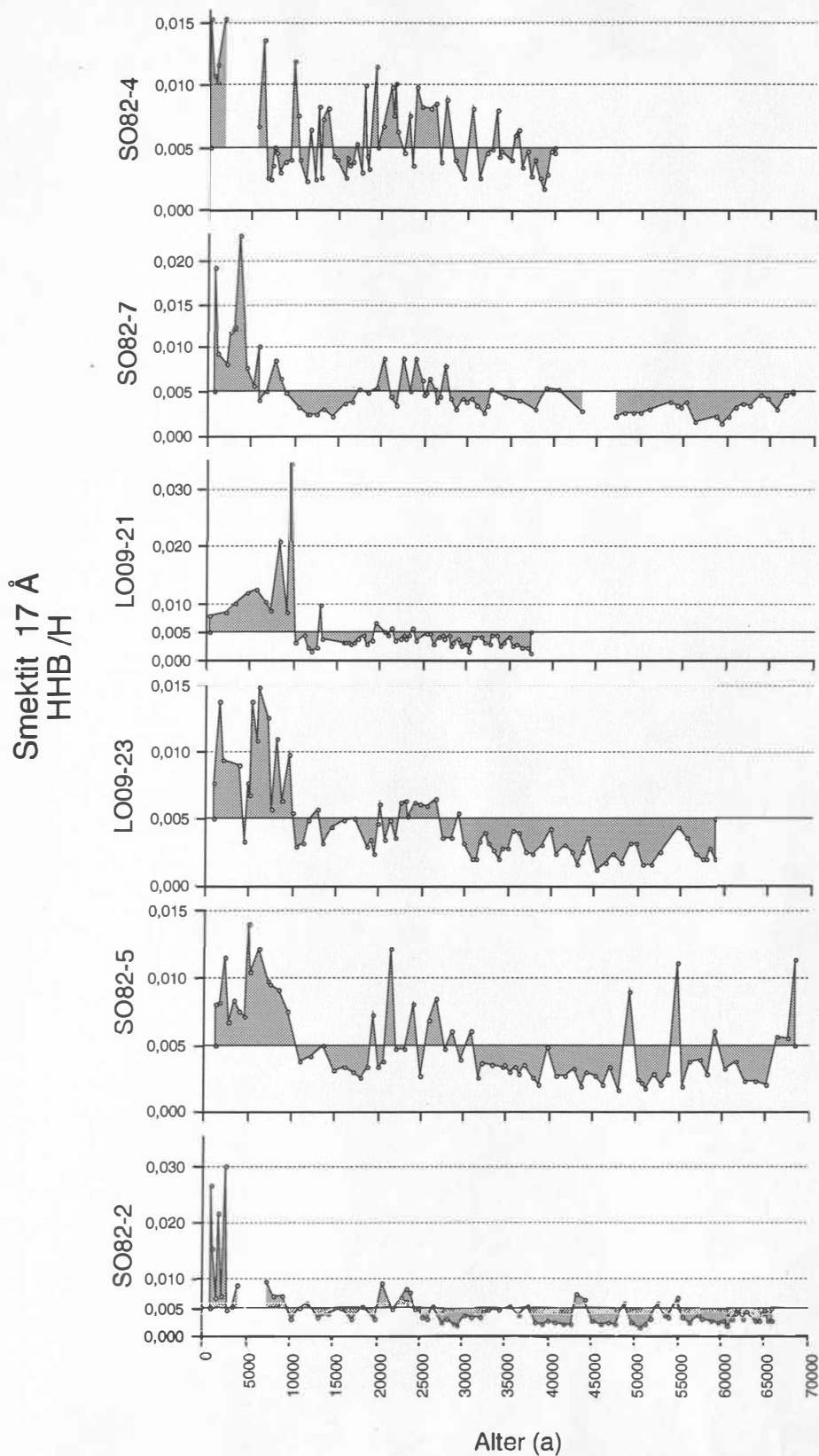
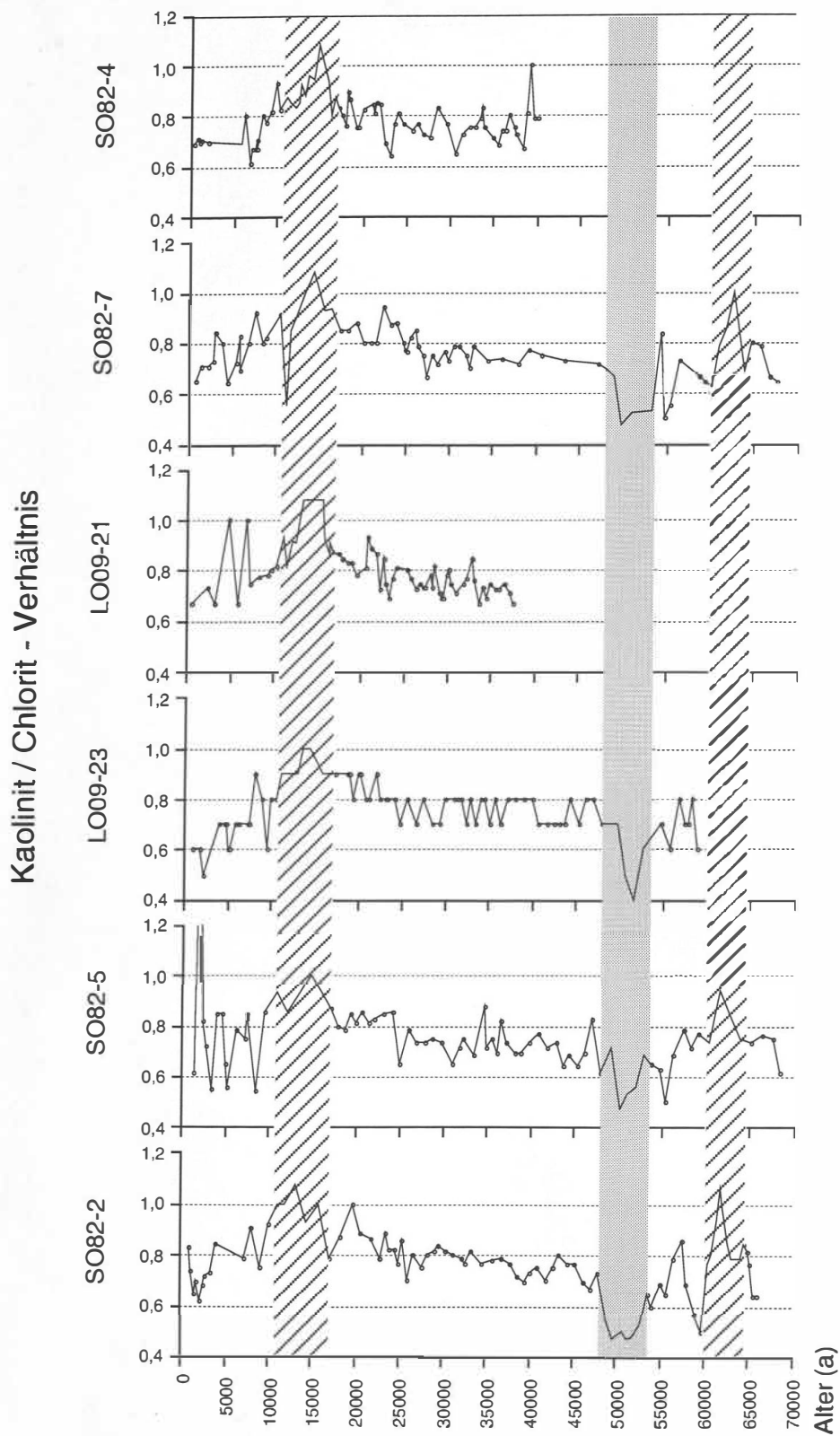


Abb. 22: Kristallinität von Smektit: Verhältnis Halbhöhenbreite (HHB) zu Intensität des 17Å-Reflexes (H) (HHB/H).



Ab. 23: Kaolinit:Chlorit-Verhältnisse. Die Balken unterstreichen die Korrelation der höchsten und niedrigsten Kaolinit:Chlorit-Verhältnisse.

## Quarz / Feldspat - Verhältnis

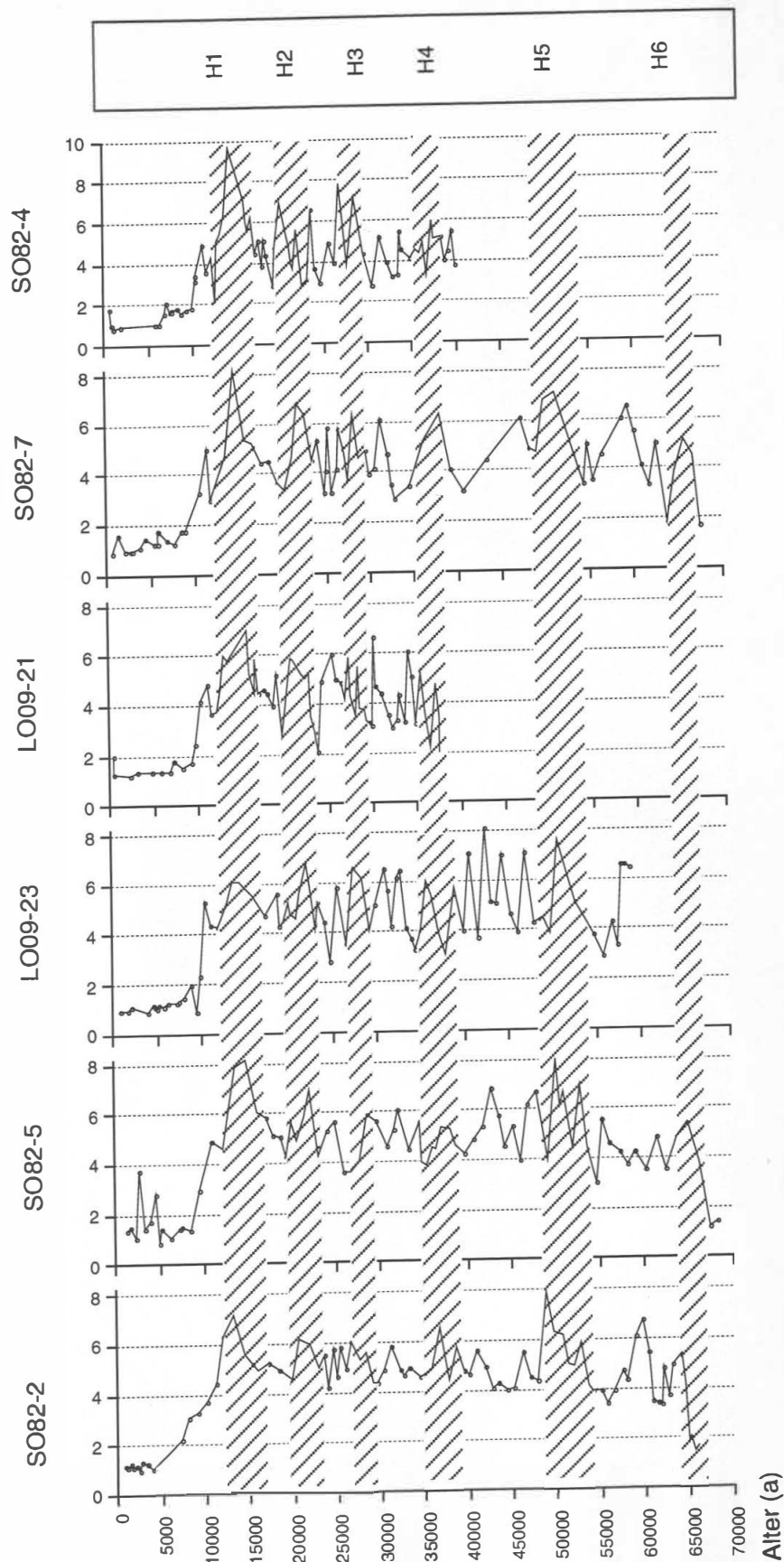


Abb. 24: Quarz:Plagioklas-Verhältnisse.



### 3.1.7 Zitierte Literatur

- ALLDREDGE, A.L. & SILVER, M.W. (1988): Characteristics, dynamics and significance of marine snow. - *Limnol. Oceanogr.*, **33**(3), 339-351.
- BALLARD, R.D., BRYAN, W.B., HEIRTZLER, J.R., KELLER, G., MOORE, J.G. & VAN ANDEL, T.J. (1975): Manned Submersible Observations in the FAMOUS Area: Mid-Atlantic Ridge. - *Science*, **190**, 103-108.
- BAUMANN, K.-H., LACKSCHEWITZ, K.S., ERLÉNKEUSER, H., HENRICH, R. & JÜNGER, B. (1993): Late Quaternary calcium carbonate sedimentation and terrigenous input along the east Greenland continental margin. - *Mar. Geol.*, **114**, 13-36.
- BERNER, H. (1991): Mechanismen der Sedimentbildung in der Framstraße, im Arktischen Ozean und in der Norwegischen See. - *Ber. Fachbereich Geowissenschaften Univ. Bremen*, **20**, 165 S.
- BERNER, R.A. (1971): *Principles of Chemical Sedimentology*. - 240 S.
- BIRKENMAJER, H. (1989): The geology of Svalbard, the western part of the Barents Sea, and the continental margin in the Fram Strait. - In: BLEIL, U. & THIEDE, J. (Eds.): *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*, NATO ASI Series C, **282**, 317-335.
- BISCAYE, P.E. (1965): Mineralogy and Sedimentation of Recent Deep-Sea Clay in the Atlantic Ocean and Adjacent Seas and Oceans. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **76**, 803-832.
- BISHOFF, J.L. (1969): Red Sea geothermal brine deposits: Their mineralogy, chemistry and genesis. - In: DEGENS, E.T. & ROSS, D.A. (Eds.): *Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea*, S. 368-401.
- BOND, G. (1995): Millennial pacing of Holocene ice-rafting events between Iceland and Greenland. - *EOS Supplement AGU Fall Meeting 1995*, p. F282, San Francisco.
- BRAMLETTE, M.N. & BRADLEY, W.H. (1940): *Geology and Biology of North Atlantic Deep-Sea Cores between Newfoundland and Ireland*. Pt. 1. Lithology and Geologic Interpretation. - *U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 196-A*, 1-34.
- BREZINA, J. (1979): Particle size and settling rate distributions of sand sized materials: 2. Europäisches Symposium „Partikelmeßtechnik“: Nürnberg, Gruppe 1E (Sedimentation), 44p.
- BRINDLEY, G.W. & BROWN, G. (1980): Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. - *Mineral. Soc., London*, 495 S.
- BRINDLEY, G.W. (1966): Ethylene glycol and glycerol complexes of smectites and vermiculites. - *Clay Min.*, **6**: 237-260.
- BRINDLEY, G.W. (1980): Order-Disorder in Clay Mineral Structures. - In: BRINDLEY, G.W. & BROWN, G. (Eds.): *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification*. - *Mineral. Soc., London*, S. 125-189.
- COLE, T.G. (1983): Oxygen isotopic geothermometry and origin of smectites in the Atlantis II Deep, Red Sea. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **66**, 166-176.
- CORLISS, J.B., LYLE, M. & DYMOND, J. (1978): The chemistry of hydrothermal mounds near the Galapagos Rift. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **40**, 12-24.



- CREMER, M., MAILLET, N. & LATOUCHE, C. (1989): Analysis of sedimentary facies and clay mineralogy of the Neogene-Quaternary sediments in ODP Site 646, Labrador Sea. - *Proceed. Ocean Drill. Progr., Sci. Res.*, **105**, 71-81.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1966): *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Longman Group Limited, 528 S.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1992): *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Longman Sci. & Techn Group, Second Edition, S. 353-376.
- DONN, W.L. & NINKOVICH, D. (1980): Rate of Cenozoic Explosive Volcanism in the North Atlantic Ocean Inferred from Deep Sea Ores. - *J. Geophys. Res.*, **85**, 5455-5460.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1969): Les Minéraux argileux dans la diagénèse. Passage au Métamorphisme (Thesis Univ. Straßbourg) *Mém. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine*, **29**, 320 S.
- ELVERHOI, A., PFIRMANN, S.L., SOLHEIM, A. & LARSEN, B. (1989): Glaciomarine sedimentation on epicontinental seas exemplified by the northern Barents Sea. - *Mar. Geol.*, **85**, 225-250.
- ESQUEVIN, J. (1969): Influence de la composition chimique des Illites sur cristallinité. - *Bull. Centre Rech. Pau. - SNPA*, **3(1)**, 147-153.
- FIORE, S. (1993): The occurrence of smectite and illite in a pyroclastic deposit prior to weathering: implications on the genesis of 2:1 clay minerals in volcanic soils. - *App. Clay Sci.*, **8**, 249-259.
- FROGET, C. (1981): La sédimentation argileuse depuis l'Eocène sur la plateau Vøring et à son voisinage, d'après le Leg 38 DSDP (Mer de Norvège). - *Sedimentology*, **28**, 793-804.
- GEHRKE, B. (in Vorber.): Zusammensetzung und Verteilung der lithogenen Feinfraktion an spätquartären Sedimenten des mittelozeanischen Reykjanes Rückens. - *Diss. Univ. Kiel*.
- GIBBS, R.J. (1983): Coagulation rates of clay minerals and natural sediments. - *J. Sed. Petr.*, **53**, 1193-1203.
- GOLL, R. M. & BJØKLUND, K. R. (1971): Radiolaria in surface sediments of the Northern Atlantik Ocean. - *micropaleontology*, **17** (4), 434-454.
- GRIFFIN, J.J., WINDOM, H. & GOLDBERG, E.D. (1968): The distribution of clay minerals in the world oceans. - *Deep-Sea Res.*, **15**, 433-459.
- GROUSSET, F.E. & CHESSELET, R. (1986): The Holocene sedimentary regime in the northern Mid-Atlantic Ridge region. - *Earth Plan. Sci. Lett.*, **78**, 271-287.
- GROUSSET, F.E., LABEYRIE, L., SINKO, J.A. et al. (1993): Patterns of Ice-Rafted Detritus in the Glacial North Atlantic (40-55°N). - *Paleoceanography*, **8(2)**: 175-192.
- GROUSSET, F.E., LATOUCHE, C. & PARRA, M. (1982): Late Quaternary Sedimentation Between The Gibbs Fracture Zone And The Greenland Basin: Mineralogical And Geochemical Data. - *Mar. Geol.*, **47**, 303-330.
- HEBBELN, D. & BERNER, H. (1993): Surface sediment distribution in the Fram Strait. - *Deep-Sea Res.*, **40 (9)**, 1731-1745.
- HEIM, D. (1990): *Tone und Tonminerale*. Enke Verlag Stuttgart, 157 S.
- HEIN, J.R. & SCHOLL, D.W. (1978): Diagenesis and distribution of late Cenozoic volcanic sediment in the southern Bering Sea. - *Geol. Soc. America. Bull.*, **89**, 197-210.

- HELING, D., SCHWARZ, A., & GARBE-SCHÖNBERG, D. (1992): X-ray mineralogy and geochemical studies of sediments, Leg 125 Sites 781 through 784 and 786. - *Proceed. Ocean Drill. Progr. Sci. Res.*, **125**, 115-130.
- HEY, R.N., KLEINROCK, M.C., MILLER, S.P., ATWATER, T.M., & SEARLE R.C. (1986): Sea Beam/Deep-Tow Investigation of an Active Oceanic Propagating Rift System Galapagos 95.5°W.- *J. Geophys. Res.*, **91**, 3369-3394.
- HONNOREZ, J. (1981): The aging of the oceanic crust at low temperatures. - In: EMILIANI, C. (Hrsg.): *The oceanic lithosphere, The sea* **7**, 525-587.
- HURLEY, P.M., HEEZEN, B.C., PINSON, W.H. & FAIRBAIN, H.W. (1963): K-Ar age values in pelagic sediments of the North Atlantic. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **27**, 393-399.
- KASTENS, K.A., MACDONALD, K.C., MILLER, S.P., & FOX, P.J. (1986): Deep-Tow Studies of the Vema Fracture Zone, 2, Evidence for Tectonism and Bottom Currents in the Sediments of the Transform Valley Floor.- *J. Geophys. Res.*, **91**, 3355-3368.
- KÖHLER, B., SINGER, A. & STOFFERS, P. (1994): Biogenic nontronite from marine white smoker chimneys. - *Clays and Clay Min.*, **42**, 689-701.
- KOLLA, V., BISCAYE, P.E. & HANLEY, A.F. (1979): Distribution of quartz in late Quaternary Atlantic sediments in relation to climate. - *Quat. Res.*, **11**, 261-277.
- KREISEL (1995): Die Foraminiferen des mittelozeanischen Reykjanes-Rücken (59°N-60°N).- *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 1994 (1/2), 97-112.
- KRUMM, S. (1992): Illitkristallinität als Indikator schwacher Metamorphose. - *Methodische Untersuchungen, regionale Anwendungen und Vergleiche mit anderen Parametern.* - *Erlanger geol. Abh.*, **120**, 1-75.
- KRYLOV, A.Ya. & SILIN, YuI. (1963): Argon dating in marine geology and paleogeography. - In: VINOGRADOV, A.P. (Ed.): *Chemistry of the Earth's crust*, **1**, 413-424.
- KÜBLER, B. (1967): La cristallinité de l'ilite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. - In: *Etages Tectoniques, A la Baconnière, Neuchâtel, Suisse*, 105-121.
- LACKSCHEWITZ, K.S. & WALLRABE-ADAMS, H.-J. (1990): Verbreitung, Zusammensetzung und geochemische Charakteristika sedimentärer Ablagerungen am Kolbeinsey-Rücken (N'Island) .- Abstract, GEOTAGUNG 1990, Bremen.
- LACKSCHEWITZ, K.S., ENDLER, R., GEHRKE, B., WALLRABE-ADAMS & J. THIEDE (eingereicht): Morphology and modern depositional environment of the Reykjanes Ridge between 59°N-60°N: Evidence for topography- and current-controlled deposition.- *Deep Sea Research*
- LONDSDALE, P. & SPIESS, F.N. (1980): Deep-Tow Observations at the East Pacific Rise, 8Grad 45Min N, and Some Interpretations .- *Init. Reps. DSDP*, **54**, 43-62.
- LONDSDALE, P. (1977b): Structural Geomorphology of a Fast-Spreading Rise Crest: The East Pacific Rise Near 3Grad 25Min S .- *Mar. Geophys. Res.*, **3**, 251-293.
- MACDONALD, K.C., CASTILLO, D.A., MILLER, S.P., FOX, P.J., KASTENS, K.A. & BONATTI, E. (1986): Deep-Tow Studies of the Vema Fracture Zone, 1, Tectonics of a Major Slow Slipping Transform Fault and Its Intersection With the Mid Atlantic Ridge .- *J. Geophys. Res.*, **91**, 3334-3354.
- MCGREGOR, B.A. & RONA, P.A. (1975): Crest of the Mid-Atlantic Ridge at 26°N .- *J. Geophys. Res.*, **80**, 3307-3314.

- METZ, S., TREFRY, J.H. & NELSEN, T.A. (1988): History and geochemistry of a metalliferous sediment core from the Mid-Atlantic Ridge at 26°N. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 2369-2378.
- MICHEL, K. (1995). Strömungssortierung quartärer Sedimente des Europäischen Nordmeeres: Analyse von Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen. - *Berichte SFB 313*, **55**, 1-127, Univ. Kiel.
- MILLOT, G. (1970): *Geology of Clays*. Springer, 425 S.
- MOLNIA, B.F. (1983): Distal Glacial-Marine Sedimentation: Abundance, Composition, and Distribution of North Atlantic Ocean Pleistocene Ice-Rafted Sediment. - In: MOLNIA, B. (Ed.): *Glacial-Marine Sedimentation*. Plenum Press New York, 844 S.
- MÜLLER, G. (1967): Methods in Sedimentary Petrology. - In: VON ENGELHARDT, W., FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (Eds.): *Sedimentary Petrology*, 1. Schweizerbart, Stuttgart, 283 S.
- MÜLLER, P.J. & SCHNEIDER, R. (1993): An automated leaching method for the determination of opal in sediments and particulate matter. - *Deep-Sea Res.*, **40(3)**, 425-444.
- MYKURA, W. (1976): "British Regional Geology: Orkney and Shetland", Natural Environment Research Council, Institute of Geological Sciences (Ed.), Her Majesty's Stationary Office, Edinburgh, 148 S.
- OEHMIG, R., AND WALLRABE-ADAMS, H.-J. (1993). Hydrodynamic properties and grain-size characteristics of volcanoclastic deposits on the Mid-Atlantic Ridge north of Iceland (Kolbeinsey Ridge). - *Journal of Sedimentology and Petrology*, **63 (1)**, 140-151.
- PARRA, M. (1982): North Atlantic sedimentation and paleohydrology during the Late Quaternary - mineralogical and geochemical data. - *Oceanol. Acta*, **5(2)**, 241-248.
- PFIRMANN, S., WOLLENBURG, I., THIEDE, J. & LANGE, M.A. (1989): Lithogenic sediment on Arctic pack ice: Potential aeolian influx and contribution to deep sea sediments. - In: *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport* (Leinen, M. & Sarnthein, M., Eds.) NATO Asi Series C, **282**, 463-503.
- RATEEV, M.A., GORBUNOVA, Z., LISITZYN, A.P. & NOSOV, G.L. (1969): The distribution of clay minerals in the ocean. - *Sedimentology*, **13**, 21-43.
- RIGHI, D. & MEUNIER, A. (1995): Origin of Clays by Rock Weathering and Soil Formation. - In: VELDE, B. (Ed.): *Origin and Mineralogy of Clays*. - Springer, S. 43-157.
- ROALDSET, E. (1983): Tertiary (Miocene-Pliocene) interbasalt Sediments, NW- and W-Iceland. - *Jökull*, **33**, 39-56.
- RONA, P.A., THOMPSON, G., MOTT, M.J., KARSON, J.A., JENKINS, W.J., GRAHAM, D., MALLETT, M., VON DAMM, K. & EDMOND, J.M. (1984): Hydrothermal Activity at the Trans-Atlantic Geotraverse Hydrothermal Field, Mid-Atlantic Ridge Crest at 26° N. - *J. Geophys. Res.*, **89**, 11365-11377.
- RUTHERFORD, G.K. & DEBENHAM, P.L. (1981): The Mineralogy Of Some Silt And Clay Fractions From Soils On The Faeroe Islands. - *Soil Sci.*, **132(4)**, 288-299.
- SAMTLEBEN, C., SCHÄFER, P., ANDRULEIT, H., BAUMANN, A., BAUMANN, K.-H., KOHLY, A., MATTHIESSEN, J. & SCHRÖDER-RITZRAU, A., 'SYNPAL' WORKING GROUP (1995): Plankton in the Norwegian-Greenland Sea: from living communities to sediment assemblages – an actualistic approach. - *Geol. Rundsch.*, **84**, 108-136.

- SCHWERTMANN, U. (1962): Eigenschaften und Bildung aufweitbarer Dreischicht-Tonminerale in Böden und Sedimenten. - Beitr. Miner. Petrogr., **8**, 199-209.
- SIGURDSSON, H. & LOEBNER, B. (1981): Deep-Sea Record of Cenozoic Explosive Volcanism in the North Atlantic. - In: SELF, S. & SPARCS, R.S.J. (eds.) (1981): Tephra Studies, Dordrecht (Reidel).
- SUQUET, H., DE LA CALLE, C. & PEZERAT, H. (1975): Swelling and structural organisation of saponite. - Clays Clay Miner., **23**, 1-9.
- THOMPSON, G. (1983): Hydrothermal fluxes in the ocean. - In: RILEY, J.P. & CHESTER, R. (Hrsg.): Chemical oceanography, 271-337.
- THOREZ, J. (1976): Practical identification of clay minerals. - Dison (Belgique), 90 S.
- TOMASSON, J. & KRISTMANNSDÓTTIR, H. (1972): High Temperature Alteration Minerals and Thermal Brines, Reykjanes, Iceland. - Contr. Mineral. Petrol., **36**, 135-146.
- TRIBUTH, T. (1974): Die Umwandlung von Dreischichtmineralen in Böden aus Löß. - Mitt. Deut. Bodenk. Ges., **9**, 1049-1058.
- VELDE, B. (Ed.) (1995): Origin and Mineralogy of Clays. Springer 1995, 334 S.
- WEAVER, C.E. (1959): The clay petrology of sediments. - Clays Clay Min., **6**, 154-187.
- WEAVER, C.E. (1989): Clays, Muds, and Shales. - Developments in Sedimentology, **44**, 819 S.
- WINDOM, H.L. (1976). Lithogenous material in marine sediments. In: RILEY, J.P. & CHESTER, R. (Eds.): Chemical oceanography, **5**, 103-135.
- YEROSHCHEV-SHAK, V.A. (1964): Clay minerals of the Atlantic Ocean. - Sov. Oceanol., **30(2)**, 90-106.



### 3.2 Gesamtdarstellungen und spezielle Ergebnisse in Manuskripten

(im Druck, zum Druck eingereicht und in Vorbereitung)

#### 3.2.1 Morphology and modern depositional environment of the Reykjanes Ridge between 59°N - 60°N: Evidence for topography- and current-controlled deposition

Lackschewitz, K.S.\*, Endler, R.#, Gehrke, B.\*, Wallrabe-Adams, H.-J.\* and J. Thiede\*

\*GEOMAR Research Center for Marine Geosciences, Wischhofstr. 1-3, D-24148 Kiel, Germany; # Institute of Baltic Sea Research, Warnemuende at the University of Rostock, D-18119 Warnemuende, Germany

(zum Druck eingereicht bei: *Deep Sea Research*)

#### Abstract

Sediment patterns derived from sediment sampling and acoustic subbottom profiling were mapped in the Reykjanes Ridge (North Atlantic) between 59°N and 60°N. Five discrete sediment echo patterns were distinguished and mapped on a regional scale. The prolonged and layered echo facies, which mainly reflect sediment filled basins on the ridge flanks, indicate deposition of predominantly fine-grained sediments deposited by the Iceland Scotland Overflow Water. A combination of westward flowing currents spilling over the ridge crest due to the Coriolis force together with the existing morphology probably caused the N-S trending facies distribution pattern on the NW flank.

Furthermore, the modern surface sediment distribution is controlled by biological productivity, which is closely related to the mixing zone of cold subpolar surface water masses and the warm North Atlantic Current, and bottom water transport processes. The effect of bottom current transport is reflected in the pattern of settling velocity and sediment grain size. The clay mineral composition indicates that most of the fine-grained material is supplied predominantly from the Icelandic province by the Iceland Scotland Overflow Water. Erosional processes are concentrated on narrow zones on top of the axial ridges and on the steep flanks of the Catalonia Seamount. Well-sorted foraminiferal sands on these exposed regions are assumed to represent residual sediments.

#### INTRODUCTION

Mid-Ocean Ridges (MOR) have an important influence on the bottom water circulation of the world ocean mainly because of their morphology and bathymetry. The Reykjanes Ridge, which forms approximately 1000 km of the Mid-Atlantic Ridge (MAR), is one of the most important morphotectonic structures in the Northern Hemisphere because of its extensive effect on modern water circulation and on sediment transport. The Reykjanes Ridge is tectonically active and may be divided into several morphological and tectonic regions. According to Johnson et al. (1971) and Talwani et al. (1971), the ridge north of 60° reveals an elevated axial zone similar to the fast spreading ridges, whereas south of 60°N the morphology of the ridge is more typical of slow spreading ridges with an axial graben and flanking rift mountains and valleys. More recently, multibeam echosounder and deep-towed sidescan sonar have been used to provide evidence for volcanic and magmatic segmentation along the Reykjanes Ridge (Murton and Parson, 1993; Parson et al., 1993; Searle et al. 1995). These studies show that a number of en echelon Axial Volcanic Ridges (AVR) are built along the ridge crest. Searle et al. (1995) indicated that the transition from an axial high to a median valley occurs at 58°50'N. Seismic reflection profiles have provided further information about



the pattern of sediment cover (Ruddiman, 1972). Studies of sediment thickness show that the distribution of sediments in the North Atlantic is primarily controlled by plate tectonic processes and bottom currents (e.g., Tucholke, 1988). In the northern North Atlantic several sediment drifts have been deposited near the Rockall Plateau, Reykjanes Ridge, and Greenland Continental Margin under the influence of bottom currents formed by overflows of deep water (McCave and Tucholke, 1986).

The Reykjanes Ridge is characterized by high sedimentation rates in association with relatively low spreading rates of 2 cm/a (half rate (Tucholke and Fry, 1985). From DSDP Leg 49 it is well known that the sediment distribution on the northern Reykjanes Ridge is controlled primarily by bottom water flow, and that a complex deposition/erosion pattern has resulted from topographic influences (Shor and Poore, 1979). Grousset et al. (1982) and Grousset and Chesselet (1986) demonstrated that during the Holocene the detrital input into the northern Reykjanes Ridge region was mainly transported from the Icelandic area by currents. However, none of these studies have investigated in detail the sediment processes which are now active in the region of the Reykjanes Ridge.

This study is a part of a project dealing with sedimentation processes using subbottom profiling and sediment coring in a small segment of the central Reykjanes Ridge at 59°N. The study area has an extension of about 40 km (in the direction of the ridge axis) \* 70 km (perpendicular to the ridge axis) and covers the ridge crest and the inner ridge flanks on either side. In order to reconstruct recent sedimentation processes in the region of the mid-oceanic ridge, we focused on the distribution patterns of distinct sedimentary facies including their genetic processes. The aim of this paper is to describe sediment composition and distribution in the selected small segment of the Reykjanes Ridge together with an attempt to determine the relations between morphology, oceanography, processes of sedimentation and the resulting deposits.

## MODERN OCEANOGRAPHY

Today the surface current system in the North Atlantic is dominated by the warm North Atlantic Current (NAC) which is a direct continuation of the Gulf stream extension (Dietrich et al., 1980). After crossing the Mid-Atlantic Ridge near 50°N the NAC carries the major part of this water toward the north (Krauss, 1986). Some of it enters the Norwegian Sea east of Iceland and some turns westward, flowing across the Reykjanes Ridge between 53°N and 60°N into the Irminger Sea (Fig. 1). The northern boundary of the NAC is formed by the so-called Subarctic Front which separates cold subpolar water from warmer Atlantic water (Krauss and Käse, 1984).

The present-day deep-water circulation pattern in the North Atlantic has been well studied during the last decades. Most studies have focused on the overflow of cold and dense deep and intermediate watermasses from the Norwegian-Greenland Sea into the North Atlantic. Iceland-Scotland Overflow Water (ISOW) which flows southward over the Iceland-Faeroe-Ridge into the northern Iceland Basin, is important for the near bottom circulation across the Reykjanes Ridge (Fig. 1). The ISOW is a mixture of very dense Norwegian Sea waters at the sill with the less dense but warmer and more saline waters of the open North Atlantic (Reid 1994). After hydrographic data (Worthington and Wright, 1970) and direct current measurements (e.g., Steele et al., 1962; Meincke, 1983; Dickson et al., 1990; Dickson & Brown, 1994) deep water passes southward along the eastern Reykjanes Ridge as far as south as 53°N, where the current turns to flow westward through the Charlie Gibbs Fracture Zone into the western basin (Worthington and Volkmann, 1965; Worthington and Wright, 1970; Shor et al., 1980; Saunders, 1994). The combined effect of the Coriolis force and topography directs the current to the right and causes the initial southward flows to turn northward along

the western flank of the ridge. According to current measurements a few meters over the top of the Reykjanes Ridge at 60°59' N 27°47'W, currents have velocities of up to 17cm/s (Dietrich and Kontar, 1990).

## MATERIAL AND METHODS

During the cruises SO82 of RV "Sonne" (Endler and Lackschewitz, 1993) and LO09 of RV "Professor Logachev" (Wallrabe-Adams and Lackschewitz, 1993), the topography and sediment cover of the Reykjanes Ridge at 59°N (Fig. 1) were investigated in detail. The swath sonar system *Hydrosweep* was used to map the complicated bathymetry of the ridge crest and of the ridge flanks. Distribution, thickness and layering of the sediment cover were studied by the high resolution subbottom profiling systems *Parasound* (2.5 - 5 kHz, 4° narrow beam) and *SEL90* (5/10/20 kHz). The sediments were sampled at twenty-five sites with a large box corer. Core locations, water depth, and bulk data of the surface sediments are presented in Table 1. In the following descriptions and figures the sample numbers are abbreviated (e.g. SO82-1 = S01 and LO09-2 = L02).

In order to characterize the surface samples of the Reykjanes Ridge detailed granulometric, mineralogical and geochemical investigations were carried out. The surface sediments (upper 0.5 cm) were dried, weighed and washed through a 63 µm sieve. The coarse fraction was further split into 63-125 µm, 125-250 µm, 250-500 µm, and >500 µm subfractions. Grain size analyses of the fraction <63 µm were performed by the Atterberg sedimentation method (<2 µm and 2-63 µm) (Müller, 1967). Settling velocity measurements of the fraction 63-1000 µm were carried out using an advanced settling tube system, MacroGranometer<sup>TM</sup> (Brezina, 1979, 1980). Oehmig and Wallrabe-Adams (1993) have described the analytical techniques in more detail. A split (>500 grains) of the 125-500 µm fraction was studied and counted for biogenic, terrigenous and volcanic components.

Clay mineralogy was determined by X-ray diffractometry. Texturally-oriented samples have been produced by vacuum filtration through a 0.15 µm filter (Lange, 1982) and were subsequently measured by a Philips X-ray diffraction system with copper and cobalt K $\alpha$ -radiation. Semiquantitative analyses are based on peak areas of the four clay minerals smectite, chlorite, illite and kaolinite. Peak areas are multiplied by "Biscaye factors" (Biscaye, 1965). Clay mineral percentages are not weighed according to bulk sediment, since additional minerals occur in the clay fraction (e.g. feldspar). Detailed description of chemical treatment, sample preparation and semiquantative analysis are given in Gehrke et al. (submitt.).

Calcium carbonate content was measured using a LECO CS-125 infrared analyzer. Both total carbon (TC) and total organic carbon (TOC) were determined by infrared absorption of CO<sub>2</sub> produced by thermal decomposition of the sample. Organic carbon was calculated from CO<sub>2</sub> that was released by treatment with hydrochloric acid. The calcium carbonate content was calculated as weight percent of the bulk sample by:

$$\text{CaCO}_3\% = (\text{TC \%} - \text{TOC \%}) \times 8.3$$

Absolute age information of some of the surface sediments is available from <sup>14</sup>C dates determined by accelerator mass spectrometry (AMS) on planktic foraminifers (*Globigerina bulloides*) (Tab. 1). AMS radiocarbon measurements were performed in the AMS <sup>14</sup>C dating laboratories, ETH Zuerich (Switzerland) and University of Aarhus (Denmark).

## RESULTS

### MORPHOLOGY OF THE STUDY AREA

The topography of the Reykjanes Ridge at 59°N (Fig. 2) is dominated by two major morphotectonic elements, the ridge crest with a strike of about 36° and the NW and SE dipping ridge flanks. No major transform faults were observed.

The ridge crest consists of a weakly developed central graben zone (about 20 km width) with elongated (up to 40 km length and up to 4 km width) Axial Volcanic Ridges (AVR's). The strike of the AVR's is about 14° different to that of the ridge crest, indicating oblique spreading (Dauteul and Brun, 1993). High resolution acoustic data show the hummocky structure of the AVR surface caused by small volcanoes and pillow basalts. Larger conical volcanoes are aligned along the AVR's and some of them show a well developed caldera. Because of their height (rising from the bottom of the central graben at about 1500m up to about 1000m waterdepth) and their "en echelon" arrangement and the channels inbetween them the AVR's have a very strong influence on deep water circulation and hence on the sediment transport. The central graben zone is bordered by highly fractured steep fault scarps (graben shoulders) having the same average strike as the ridge axis.

The ridge flanks consist of slightly NW and SE tilted volcanic blocks. Most of them have an elongated form. On the SE flank the morphological features are orientated parallel to the ridge axis whereas on the NW flank additionally NS orientated structures (parallel to AVR's) occur. Separating fault lines show a medium strike either parallel or perpendicular to the ridge axis. Because of the different uplift of the volcanic blocks, small depressions and horstlike structures form the surface of the ridge flanks. Compared to the central graben only a few, and often fractured volcanoes were detected at the flank regions. Two major depressions occur at a distance of about 30 km (NW) and about 20 km (SE) from the ridge axis. The mean waterdepth of the ridge flanks increases from the "graben shoulders" (about 1200 m) in a NW and SE direction reaching values of about 1800 m in both major depressions of the ridge flanks. Because of the increasing sediment cover, the roughness of the sea bottom show the same trend as the waterdepth. It is obvious that both major depressions form channels for the ridge parallel transport of deepwater masses and sediments. The SE - depression is bordered by a high seamount, which is called the "Catalonia Seamount", which rises up to a waterdepth of less than 1000 m (Fig. 4, cdp-no: 2000). Steep scarps several hundred meter in height form its flanks.

Comparing the forms of both ridge flanks an asymmetric structure of the ridge appears. The SE - flank seems more "compressed" than the NW- flank, also fewer but higher fault scarps were observed on the SE - flank than on the NW-flank.

### SEDIMENT DISTRIBUTION PATTERN

In this study high resolution acoustic profiling data and results from sediment sampling were used to investigate lateral distribution, thickness and layering of the sediment cover in the study area. Fig. 3 shows a generalized map of the thickness of the sediment cover. The map was compiled from acoustic- and core-penetration-data.

Acoustic echo-characteristics were also used to map "acoustic facies" of the study area. Following the classification of Kuhn and Weber (1993) five (modified) echo types were separated:

- Type D: weak hyperbolic bottom echoes, no subbottom reflections, typical for rough volcanic sea bottom with no or thin, patchy sediment cover, e.g. AVR's
- Type DL: weak hyperbolic bottom echoes, with weak subbottom reflections, typical for rough volcanic sea bottom with a thicker, patchy sediment cover
- Type Ps: strong, prolonged bottom echoes with wedge shaped to subparallel to the sediment surface subbottom reflections of weak to medium strength, typical for a smoothed topography of the ridge flanks with complete sediment cover of medium thickness (of about 20m)
- Type Pb: prolonged bottom echoes of medium strength from sediment filled basins, with subbottom reflections of medium strength, often disturbed
- Type L: sharp, strong sea bottom echoes with strong, multiple subbottom reflections, parallel to subparallel to the sediment surface over long lateral distances, typical for thick and extended sediment accumulations on the ridge flanks; well developed, seldom disturbed layering indicates a constant sedimentation-environment over a long period

The distribution pattern of the above acoustic echo types (Fig. 4) and the sediment thickness (Fig. 3) reflect the influence of the topography and of the sediment cover in the study area. The sediment distribution is highly variable and mainly controlled by the rough and complicated topography. However, as seen in the pattern of the acoustic facies a second process controls sedimentation. In general, there is an increase of sediment thickness with increasing distance from the ridge axis. However, a comparable asymmetry as in the topography appears in the acoustic facies and in the sediment distribution. Thickness and lateral extension of the sediment accumulations are greater on the SE flank of the ridge. Furthermore, the strike of the acoustic facies is more or less parallel to the ridge axis on the SE - flank whereas on the NW - flank a northwards orientation appears. Comparing sediment distribution (Fig.3) and topography (Fig.2) the following sedimentation-areas can be separated: the ridge crest, the ridge flanks and the area of the seamount.

#### *Ridge crest*

The ridge crest including the central graben zone and AVR's (echo type D), contains only thin and patchy sedimentary deposits (see Fig. 5, cdp-no 1000 - 1400). In particular on exposed elevations (waterdepths of 1000-1100 m), e.g. on the AVR's, the sediment cover is only a few decimeters (e.g. on sites S06, L05, L11). The same was observed for the channels in between the AVR's (sites L06, L12). Outside of the AVR's near the "graben shoulders" (e.g. sites S04, S07, L07, L10) a rapid increase to several meters of sediment thickness was observed (echo type L and Pb) (Fig. 5 and 6). These sedimentary sequences of echo type Pb often show disturbed layering and reach a greater thickness (up to 50m) on the SE side. It seems that the steep fault scarps bordering the central graben act as a barrier for the main portion of the deep water currents, forcing them in an axial parallel direction. The sediment bodies on their outer sides can be compared with the well known sediment drifts on the outer ridge flanks. Unexpected thick (20m) and well bedded sediments were found on top of an uplifted volcanic block at site L03 (echo type Ps) (Fig. 6). This may be due to a higher ridge parallel sediment transport along the SE - border of the central graben.

#### *Ridge flanks*

The sediment cover of the ridge flanks is more consistent having mean thicknesses of about 20 m on the NW side and about 30 m on the SE side (Fig. 3). Basin deposits (echo type Pb) and top/flank deposits (echo type Ps) can be distinguished. The acoustic records from the top of exposed volcanic blocks show rather strong sea bottom echoes with low penetration



indicating a thin and patchy cover of more coarse material (Fig. 7, cdp-no: 600, echo type DL). Thicker and laterally extended sediment sequences are found on the less exposed and gently tilted slopes (e.g. see Fig. 7, cdp-no: 280 - 440, echo type L). Several acoustic reflectors in the sediment sequence can be traced over long distances indicating constant undisturbed sedimentation. On reaching the borders of the volcanic blocks, the reflectors are bent downwards. The most laterally extended, well stratified sediment cover occurs on the NW flank (see Fig. 4, echo type L). Its strike is nearly S-N, the sediment thickness also increases up to more than 40m from S to N indicating a sediment transport from S to N. In the northern part this sediment type (echo type L, see Fig. 8) partly fills the NW marginal depression. Both thickness and layering of these sediment sequences can be considered a result of constant accumulation of various material over a long period.

Towards the two major marginal depressions of the flanks (sites S02, S03, L02, L14) basin sedimentation dominates (echo type Pb). The sea bottom echoes becomes slightly weaker indicating softer sediments. The sediments in the outer depressions often show disturbed layering (perhaps caused by slumping).

From both acoustic and sediment sampling results a difference in the basin fill of both major marginal depressions (represented by echo type Ps in Fig. 4) can be seen. Whereas the NW depression shows mainly well stratified and often undisturbed deposits (Fig. 8) the sediments of the SE depression (Fig. 5, cdp-no: 1700, site L14) are much more disturbed but have in the mean a greater thickness.

#### *Area of Catalonia Seamount*

From acoustic data there is no evidence for a sediment cover on the exposed parts of the high Catalonia Seamount (echo type D). Only small channels between the steep scarps of its flanks (Fig. 5, site L15) are filled with coarser sediments.

### REGIONAL SEDIMENT COMPOSITION

#### *Grain size analyses*

Detailed granulometric studies were carried out (Tab. 2) to characterize surface sediments and recent sedimentary environment. The statistical grain size parameters were calculated according to Folk and Ward (1957). The ratios of sand, silt, and clay are given in a ternary diagram in Fig. 9, the nomenclature used is according to Shepard (1954). Generally, surface sediments are clayey silts, silty clays (up to ca. 50% silt and 65% clay) or sand silt clay. Silty clays were seen at stations S07, L14, L18, L19 and L12 from the southeastern flank. Very well-sorted fine-grained pure sands with >75wt.% occur at site S01 from the outermost part of the northwestern flank and at site L15 from the base of the Catalonia Seamount (Fig. 10). Silty sands were present only at station S06 which is situated on an axial volcanic ridge and has a sand percentage of >60wt%. The percentage of fine-grained particles varies considerably from SE to NW (Fig. 10). They often comprises more than 80% of the surface sediments on the SE-flank, whereas most of the sediments from the NW-flank contain less than 80%. The distribution of the fine-grained particles seems to be related to near-bottom transport processes.

#### *Settling velocity distribution of surface sediments*

The grain fraction >63µm of the surface sediments has been analyzed with respect to the settling velocity distributions of the ridge deposits. The settling velocity distribution of a sediment reflects the hydrodynamic properties of a deposit influenced by its grain



composition, grain size distribution, grain density, grain shape and the hydrodynamic conditions of the depositional environment. As a result characteristic settling velocity distribution curves give an impression of the depositional processes (Oehmig and Wallrabe-Adams, 1993).

The surface sediments in the studied area are generally characterized by two types of distribution curves (Fig. 11). Most abundant are unimodal to polymodal distributions with a relatively steep flank to the fast settling (left) side and a successively decreasing amount of slowly settling material (right side). This type of distribution characterizes deposits accumulated by various processes. Apart from transported material (maximum limit of transportable material is indicated by the steep left flank), material from the pelagic flux may cause the additional modes. Some distribution curves, located on the ridge crest (S06, L06, L04) and at the Catania seamount (L15, L16), show one clear peak with steep flanks on both sides indicating a strong sorting of the settling velocity. These sediments are influenced by strong water currents. This sorting is due to current transport or winnowing of fine material. Some samples (S04 and S07) are of transitional type. They show polymodal distribution curves similar to the majority of surface samples but a strong peak is developed and the amount of slowly settling particles is lower. This may indicate overprinting of sedimentary accumulation processes by stronger bottom currents.

#### *Coarse sediment composition*

Previous studies of Gehrke et al. (1994) have shown that planktic foraminifers are the most important component in the coarse fraction of surface sediments from the Reykjanes Ridge. Our investigations have shown that the planktic foraminifers are well preserved. The planktic assemblages in the surface samples can be divided into a polar group, characterized by *Neogloboquadrina pachyderma* sin. (EHRENBERG), a subpolar group, characterized by *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY, *Turborotalia quinqueloba* NATLAND, *Neogloboquadrina pachyderma* dex. (EHRENBERG), *Globigerinita glutinata* (EGGER) and *Globigerinita bradyi* WIESNER, a transitional group, characterized by *Globorotalia inflata* (D'ORBIGNY) and a subtropical group with species of *Globorotalia scitula* (BRADY) (Kipp, 1976; Ottens 1991, 1992; Bauch, 1993). While most of the surface samples exhibit more than 90% subpolar forms, surface samples of sites S01, S06 and L15 reveal high numbers (>65%) of polar species (Tab.2). Contemporaneously, relatively large amounts of coarse terrigenous material are found in these sediments. Previous studies of marine sediments from high latitudes have shown that coarse terrigenous particles (>63µm) can be interpreted as ice-rafted detritus (e.g. Bischof, 1994; Baumann et al., 1995), but winnowing of fine sediments by bottom currents may also enhance the percentages of coarse terrigenous components (e.g. Fütterer and Melles, 1990; Mienert et al., 1992; Melles and Kuhn, 1993).

The amount of volcanic particles is generally negligible. A distinct increase in volcanic particles (10 grain-%) was only observed in sediments from site L06 from the ridge crest area and the brown, non-vesicular glass shards suggest a recent submarine volcanic activity.

#### *Clay mineral composition*

In the surface sediments of the study area the clay mineral ratios show the following trend: smectite > chlorite > kaolinite = illite. Smectite is the main component (18-69%) with 54% on average (Tab. 2). Chlorite concentrations range between 12-21 %, lowest values are found in the surface sediments of sites S02 and S03. Illite and kaolinite are present in minor amounts with mean values of 11 % and 13 %, respectively. The spatial distribution of the clay minerals show no significant trends. Highest smectite concentrations are found on the eastern flank of the Reykjanes Ridge, especially in sediment ponds, whereas lower values

characterize the ridge crest (Fig. 12). Conversely, illite and kaolinite are relatively enriched at sites S06 and S07 (Tab. 2).

#### *Calcium Carbonate distribution*

The calcium carbonate content of surface sediments is presented in Tab. 2. The distribution of the calcium carbonate content in the study area is characterized by an asymmetric pattern (Fig. 13). Highest percentages (50-70%) are found on the northwestern flank of the ridge while the southeastern flank is characterized by lower values of calcium carbonate (30-50%). The observed pattern may suggest that high sedimentation rates of fine lithogenic material lead to dilution and masking of carbonate and are responsible for the relatively low carbonate percentages on the southeastern flank. An exception to this trend occurs at site L15 of the Catalonia Seamount where high carbonate content (up to 67.2%) is related to a foraminiferal sand. The seamount is an area with intense bottom-water current activity and therefore high amounts of planktic foraminifers are probably due to winnowing of fine-grained sediment.

Geochemical investigations of the surface sediments indicate that practically all calcium carbonates are bound on calcareous biogenic particles (Lackschewitz et al., 1995). The major source of carbonate flux are planktic foraminifers and coccoliths.

#### MODERN SEDIMENTATION PROCESSES

Radiocarbon ages of surface sediments in the study area show greater variations. Within silty clayey surface sediments, radiocarbon ages range between 365 and 1270 yrs BP (Tab. 1). This is in good agreement with ages of surface sediments from the Norwegian-Greenland Sea (Samtleben et al., 1995) and northern North Atlantic (Bard et al., 1987; Mienert et al., 1992) which document a time span of at least several decades to centuries. The main reason for these differing ages could be bioturbation processes and different accumulation rates.

The relative higher radiocarbon ages of 3310 and 4825 yrs B.P. for the more sandy surface samples from the inner ridge area (L15 and S06) and 15810 yr B.P. for a sandy surface sample from the outer ridge area (S01) may reflect (1) the input of laterally resuspended older planktic foraminifers or (2) winnowing of planktic microfossils by bottom currents. These processes may have caused increased percentages of older species.

Usually, sedimentological investigations are used to evaluate the influence of the active processes on the sediment formation. The correlation between the different sedimentological parameters allows the identification of at least three different modern sediment facies in the study area. The facies can be related to different sedimentary environments on the ridge which are controlled by the ridge morphology and by global and local current systems (Fig. 14).

The steep, 200-300 m high flanks of the AVR's represent a striking boundary between echo types (Fig. 4). The occurrence of hyperbolic echoes and no penetration, especially along the ridge axis, are linked to rough basaltic topography without a fine-grained sediment coverage.

On the ridge flanks parallel layered sediments with high acoustic penetration (i.e., echo types L and Pb) can be interpreted as fine-grained, hemipelagic sediment sequences. This is supported by sedimentological analyses of long sediment cores (Gehrke et al., *submitt.*).

The strike of the acoustic facies L and Pb on the NW flank differs to that of SE flank, being roughly N-S, parallel to the AVR's instead of running parallel to the ridge axis. This is interpreted as being the consequence of the Coriolis-force giving the ISOW, which follows the isobath along the southeastern flank of the Reykjanes Ridge to the south (Worthington

and Volkmann, 1965), a westward flow component. Van Aken and De Boer (1995) also found ISOW over the Reykjanes Ridge at 58°N. Therefore, we conclude that the westward driven flow component results in a spill over the ridge crest. It is assumed that this westward flowing current together with the existing morphology led to the more or less N-S trending facies distribution pattern on the NW flank.

Furthermore, subbottom profiling records crossing the ridge show an asymmetry in sediment thickness reflecting higher sediment input on the southeastern ridge flank in comparison to the northwestern ridge flank. Preliminary data on sedimentation rates during the Holocene, based on oxygen isotope curves from planktic foraminifers, show values of 5-10cm/kyr for the northwestern flank whereas on the southeastern flank values from 10-18cm/kyr occur (K.S. Lackschewitz, unpubl. data). Thus, accumulation rates on the northwestern flank are markedly lower than those on the southeastern flank. This is supported by the grain size distribution of the surface sediments in the study area (Fig. 10) that shows a predominance of fine-grained sediments ( $< 63\mu\text{m}$ ) on the southeastern flank of the ridge. Many components of the fine fraction are easily moved by normal deep sea currents (Prell, 1977; Huizhong and McCave, 1990) whereas stronger currents probably reduce this percentage by winnowing (Hollister and McCave 1984). Hence, it is assumed that the fine-grained sediments have been decreasingly deposited from the southeastern flank to the northwestern flank by the currents of ISOW which cross the ridge principally through the Charlie Gibbs Fracture Zone and probably also through the Bight Fracture Zone. In addition, the mineralogical composition of the clay fraction can be used as an indicator for mainly hydrodynamic and gravitational sediment transport (Ehrmann et al., 1992). The most striking feature in the clay mineral distribution of the surface sediments in the study area is the high content of smectite. The weight percentages of smectite is about twice as high on the southeastern flank as on the northwestern flank. Higher contents of smectite probably document the accumulation of weathering products from ridge crest basalts (Siever and Kastner 1967), they may also indicate a lateral transport of fine material coming from surrounding coastal areas (e.g. Grobe and Mackensen, 1992). In Upper Quaternary sediments from the shelf of Iceland smectite concentrations of nearly 100% are found which decrease significantly towards the south along the southeastern flank of the Reykjanes Ridge (Grousset and Chesselet, 1986). The activity of bottom currents induces resuspension of fine sedimentary particles, e.g. smectite, from the Icelandic province (Grousset et al., 1982; Grousset and Chesselet 1986). As a consequence of these erosional processes, large amounts of fine-grained particles have been transported southwards along the southeastern flank of the Reykjanes Ridge, as far as 45°N, by ISOW. Thus, the increased amount of smectite in the study area was interpreted as a result of transport and redistribution of fine material from the Icelandic shelf and the Iceland-Faeroe Ridge.

On the Reykjanes Ridge topographically intensified currents around steeper slopes often caused current-reworked sediments. Sandy sediments are mainly found on locally exposed regions, whereas clay-dominated sediments are typical for the deeper parts (depressions) of the Reykjanes Ridge. This may reflect mostly a combination of winnowing on exposed regions and an increased accumulation of fine grained material in the elongated basins. This is supported by settling velocity curves showing well sorted PSI distributions of sediments from these sites (S04, L04, L15) and accumulation type deposits in the basins. Studies by Shor and Poore (1979) on Sites 407 and 408 on the western flank of Reykjanes Ridge also showed a complex deposition/erosion pattern which resulted from topographic influences. Topographically intensified currents around seamounts and other seafloor irregularities are important for local sediment distribution (Hogg, 1973; Jensen et al., 1992; Blaume, 1992; Henrich et al., 1992). Recent calculations of grain-size modes and the settling velocity distributions of the fine-grained sands suggest that there is a current velocity of  $15\text{--}20\text{ cm s}^{-1}$ . This is in agreement with current meter data from oceanographic moorings displayed at 60°59'N 27°48'W showing bottom water currents with velocities of up to  $17\text{ cm s}^{-1}$  on the

upper ridge crest (Dietrich and Kontar, 1990). Resuspension of deep-sea sediments can be produced by currents of >10 cm/s (Grant et al., 1985), but significant removal of material requires much faster currents.

Sediment gravity transport processes (turbidity currents, debris flows etc.) have been described from the northern flanks of the Reykjanes Ridge (Shor and Poore, 1979). However, there are no indications that these processes have affected the surface sediment composition in the study area. The colonization of living macrobenthos (e.g. sponges, bryozoans) on most of the surfaces also indicates that sediment mass transport seems unlikely.

In addition to bottom current transport processes, biological productivity in the surface water masses is the other main factor, which controls the composition of the surface sediments. The composition of planktic foraminiferal assemblages, and to some degree the calcium carbonate content, are directly related to surface water productivity indicating environmental parameters of the surface water regimes. Depending upon the season, coccoliths contribute 25-60% of the carbonate flux to the deep North Atlantic Ocean (Honjo, 1986). Planktic foraminifers contribute 50-80 % of the carbonate flux in the temperate Atlantic (Honjo, 1980). The composition of the planktic foraminiferal assemblages in the North Atlantic (60°N to 45°N) is characterized by hydrographically defined water masses (Ottens, 1991, 1992). The planktic foraminiferal assemblages described by Ottens (1991, 1992) contain no polar *Neogloboquadrina pachyderma* sin., but are otherwise very similar to our subpolar assemblages. In the study area the mixing zone of cold subpolar water masses and the warm North Atlantic Current leads to higher abundances of the subpolar species *Turborotalia quinqueloba*, *Globigerina bulloides* and to a lesser extent *Neogloboquadrina pachyderma* dex. Thus, the high calcium carbonate content together with the high abundances of subpolar planktic foraminifers, reflect high calcium carbonate production and high flux rates in the subpolar water masses which are under the influence of the warm North Atlantic Current. However, the high abundances of *Neogloboquadrina pachyderma* sin. in some of our surface samples are not attributed to changes in hydrographic parameters, but seem to be the result of lateral advection of older polar planktic foraminifers and/or winnowing of subpolar planktic microfossils by bottom currents, which increased the percentage of older species.

The presence of brown volcanic glass in the central graben provides evidence for submarine volcanic activity along the ridge axis. The blocky, vesicle free form of the glass suggests a hyaloclastic origin formed by submarine lava flows (Rittmann, 1962; Honnorez and Kirst, 1975; Fisher & Schmincke, 1984). Numerous investigations have shown a suite of recently erupted fresh pillow basalts and crusts along the Reykjanes Ridge Axis (Schilling, 1973; Schilling et al., 1983). However, no evidence for hydrothermal activity was found in the study area (Lackschewitz et al., 1995).

### Acknowledgments

We thank the masters and crews of RV Sonne and RV Professor Logachev and our fellow scientists for their help, assistance and excellent cooperation. G. Bonani (ETH Zürich) and J. Heinemeiser (Aarhus University) conducted <sup>14</sup>C datings. S. Kinsey kindly improved the English of the manuscript. For technical assistance we thank T. Förster, B. Heinze, F. Lindemann, L. Horstmann, H. Kasch, T. Schumann, F. Tauber. We gratefully acknowledge the instructive reviews by ..... This work was financially supported by a grant from the Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie (03G0508).



## REFERENCES

- Bard, E., Arnold, M., Maurice, P., Duprat, J., Moyes, J. and J.-C. Duplessy (1987) Retreat velocity of the North Atlantic polar front during the last deglaciation determined by  $^{14}\text{C}$  accelerator mass spectrometry. *Nature*, **328**, 791-794.
- Bauch, H. (1993) Planktische Foraminiferen im Europäischen Nordmeer - ihre Bedeutung für die paläo-ozeanographische Interpretation während der letzten 600,000 Jahre. *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313*, **40**, 108p.
- Baumann, K.-H., Lackschewitz, K.S., Mangerud, J., Spielhagen, R.F., Wolf, T.C.W., Henrich, R. and H. Kassens (1995) Reflection of Scandinavian ice sheet fluctuations in Norwegian Sea sediments during the past 150,000 years. *Quaternary Research*, **43**, 185-197.
- Biscaye, P.E. (1965) Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clays in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geological Society of America*, **76**, 803-832.
- Bischof, J. (1994) The decay of the Barents ice sheet as documented in nordic seas ice-rafted debris. *Marine Geology* **117**, 35-55.
- Blaume, F. (1992) Hochakkumulationsgebiete am norwegischen Kontinentalhang: Sedimentologische Abbilder Topographie-geführter Strömungsmuster. *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313*, **36**, 150 pp.
- Brezina, J. (1979) Particle size and settling rate distributions of sand-sized materials. In: Partec-2nd Eur. Symp. on Particle Characterisation, 1-44.
- Brezina, J. (1980) Korngrößenanalyse sandkörniger Materialien. *Laborpraxis*, **4**, 18-26.
- Dauteuil, O. and J.-P. Brun (1993) Oblique rifting in a slow-spreading ridge. *Nature*, **361**, 145-148.
- Dickson, R.R., Gmitrowicz, E.M. and A.J. Watson (1990) Deep water renewal in the northern North Atlantic. *Nature*, **344**, 848-850.
- Dickson, R.R. and J. Brown (1994) The production of North Atlantic Deep Water: Sources, rates, and pathways. *Journal of Geophysical Research*, **99** (C6), 12,319-12,341.
- Dietrich, G., Kalle, K., Krauss, W. and G. Siedler (1980) General Oceanography. John Wiley, New York, 626 pp.
- Dietrich, P.G. and E.A. Kontar (1990) Ermittlung aktueller Bedingungen am Meeresboden mit Hilfe autonomer Bodenstationen. *Zeitschrift für angewandte Geologie*, **36**, 292-296.
- Ehrmann, W., Melles, M., Kuhn, G. and H. Grobe (1992) Significance of clay mineral assemblages in the Antarctic Ocean. *Marine Geology*, **107**, 249-273.
- Endler, R. and K.S. Lackschewitz (1993) RV "SONNE"-Cruise SO82. - SO82A: Geophysical investigations along the Reykjanes Ridge, North Atlantic; SO82B: Sedimentation pattern of the Reykjanes Ridge, North Atlantic. *Meereswissenschaftliche Berichte*, Inst. f. Ostseeforschung Warnemünde, **5**, 61 pp.
- Fisher, R.V. and H.-U. Schmincke, editors (1984) *Pyroclastic rocks*, Springer Verlag, Berlin Heidelberg New York Tokio, 472 pp.
- Folk, R.L. and W.C. Ward (1957) Brazos River bar: a study in significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, **27**, 3-26.
- Fütterer, D.K. and M. Melles (1990) Sediment patterns in the southern Weddell Sea: Filchner Shelf and Filchner Depression. - In: *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus*



- Antarctic*, Bleil, U. and Thiede, J., editors, NATO ASI Series C (308), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 381-401
- Gehrke, B., Lackschewitz, K.S. and H.-J. Wallrabe-Adams (1994) Rezente Sedimentation am mittelozeanischen Reykjanes Rücken (59°N-60°N) - Topographie- und Hydrographie gesteuerte Ablagerungsprozesse. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil I*, **H. 7/8**, 83-95.
- Gehrke, B., Lackschewitz, K.S. and H.-J. Wallrabe-Adams (submitt.) Late Quaternary sedimentation on the Mid-Atlantic Reykjanes Ridge: Clay mineral assemblages and depositional environment. *Geologische Rundschau*
- Grant, W.D., Williams, A.J. and T.F. Gross (1985) A description of the bottom boundary layer at the HEBBLE site: Low frequency forcing, bottom stress and temperature structure. *Marine Geology*, **66**, 219-241.
- Grobe, H. and A. Mackensen (1992) Late Quaternary climatic cycles as recorded in sediments from the Antarctic Continental Margin.- In: *The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change*, Part One, Kennett, J.P. & Warnke, D.A., editors, *Antarctic Research Series*, **56**, 349-376.
- Grousset, F., Latouche C. and M. Parra (1982) Late Quaternary sedimentation between the Gibbs Fracture Zone and the Greenland Basin: Mineralogical and geochemical data. - *Marine Geology*, **47**, 303-330.
- Grousset, F. and R. Chesselet (1986) The Holocene sedimentary regime in the northern Mid-Atlantic Ridge region. *Earth and Planetary Science Letters*, **78**, 271-287; Amsterdam.
- Henrich, R., Hartmann, M., Reitner, J., Schäfer, P., Freiwald, A., Steinmetz, S., Dietrich, P. and J. Thiede (1992) Facies belts and communities of the Arctic Vesterisbanken Seamount (Central Greenland Sea). *Facies*, **27**, 71-104.
- Hogg, N.G. (1973) On the stratified Taylor column. *Journal of Fluid Mechanics*, **58**, 517-537.
- Hollister, C.D. and I.N. McCave (1984) Sedimentation under deep-sea storms. *Nature*, **309**, 220-225.
- Honnorez, J. and P. Kirst (1975) Submarine basaltic volcanism: Morphometric parameters for discriminating hyaloclastites from hyalotuffs. *Bulletin Volcanologique*, **39**, 1-25.
- Honjo, S. (1980) Material fluxes and modes of sedimentation in the mesopelagic and bathypelagic zones. *Journal of Marine Research*, **38**, 53-97.
- Honjo, S. (1986) Oceanic particles and pelagic sedimentation in the western North Atlantic. In: *The Geology of North America, Volume M, The Western North Atlantic Region*, Vogt, P.R. & Tucholke, B.E., editors, Geological Society of America, 1986.
- Huizhong, W. and I.N. McCave (1990) Distinguishing climatic and current effects in mid-Pleistocene sediments of Hatton and Gardar Drifts, NE Atlantic. *Journal of Geological Society London*, **147**, 373-383.
- Jensen, P., Rumohr, J. and G. Graf (1992) Sedimentological and biological differences across a deep-sea ridge exposed to advection and accumulation of fine-grained particles. *Oceanologica Acta*, **15 (3)**, 287-296.
- Johnson, G.L., Vogt, P.R. and E.D. Scheider (1971) Morphology of the north-eastern Atlantic and Labrador Sea. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, **24**, 49-73.

- Kipp, N.G. (1976) New transfer function for estimating past sea-surface conditions from seabed distribution of planktonic foraminiferal assemblages in the North Atlantic. *Geological Society of America Memoir*, **145**, 3-41.
- Krauss, W. and R.H. Käse (1984) Mean circulation and eddy kinetic energy in the Eastern North Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, **89**(C3), 3407-3415.
- Krauss, W. (1986) The North Atlantic Current. *Journal of Geophysical Research*, **91**(C4), 5061-5074.
- Kuhn, G. and M.E. Weber (1993) Acoustical characterization of sediments by Parasound and 3.5 kHz systems: Related sedimentary processes on the southeastern Weddell Sea continental slope, Antarctica. *Marine Geology*, **113**, 201-217.
- Kuptsov, V.M. and L.I. Barteneva (1988) Rate of Late Quaternary sediment accumulation in the Reykjanes Rift. *Oceanology*, **28**(5), 618-622.
- Lackschewitz, K.S., Eidam, J., Mrazek, J. and V. Schmidt (1995) Geochemical characteristics of sediments from the Reykjanes Ridge (59°N-60°N). *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil I* 1994, **H. 1/2**, 83-95.
- Lange, H. (1982) Distribution of chlorite and kaolinite in eastern Atlantic sediments off North Africa. *Sedimentology*, **29**, 427-432.
- McCave, I.N. and B.E. Tucholke (1986) Deep current-controlled sedimentation in the western North Atlantic. In: *The Geology of North America, M, The Western North Atlantic Region*, Vogt, P.R. & Tucholke, B.E. editors, pp. 451-469, Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- Meincke, J. (1983): The modern current regime across the Greenland-Scotland Ridge. In: *Structure and Development of the Greenland-Scotland Ridge*, Bott, M. et al., editors, pp. 637-650, Plenum Press, New York.
- Melles, M. and G. Kuhn (1993) Sub-bottom profiling and sedimentological studies in the southern Weddell Sea, Antarctica: evidence for large-scale erosional/depositional processes. *Deep-Sea Research I*, **40**(4), 739-760.
- Mienert, J., Andrews, J.T. and J.D. Milliman (1992) The East Greenland continental margin (65°N) since the last deglaciation: Changes in seafloor properties and ocean circulation. *Marine Geology*, **106**, 217-238.
- Müller, G. (1967) Methods in Sedimentary Petrology. - In: *Sedimentary Petrology, Part I*, von Engelhardt, W., Füchtbauer, H. & Müller, G., editors, Schweizerbarth'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 283 pp..
- Murton, B.J. and L.M. Parson (1993) Segmentation, volcanism and deformation of oblique spreading centres: a quantitative study of the Reykjanes Ridge. *Tectonophysics*, **222**, 237-257.
- Oehmig, R. and H.-J. Wallrabe-Adams (1993) Hydrodynamic properties and grain-size characteristics of volcanoclastic deposits on the Mid-Atlantic Ridge north of Iceland (Kolbeinsey Ridge). *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**(1), 140-151.
- Ottens, J.O. (1991) Planktic foraminifera as North Atlantic water mass indicators. *Oceanologica Acta*, **14**, 123-140.
- Ottens, J.O. (1992) April and August northeast Atlantic surface water masses reflected in planktic foraminifera. *Netherlands Journal of Sea Research*, **28**(4), 261-283.

- Parson, L.M., Murton, B.J., Searle, R.C., Booth, D., Evans, J., Field, P., Keeton, J., Laughton, A., McAllister, E., Millard, Redbourne, L., Rouse, I., Shor, A., Smith, D., Spencer, S., Summerhayes, C. and C. Walker (1993) En echelon axial volcanic ridges at the Reykjanes Ridge: a life cycle of volcanism and tectonics. *Earth Planetary and Science Letters*, **117**, 73-87.
- Prell, W.L. (1977) Winnowing of recent and Quaternary deep-sea sediments: Colombia Basin, Caribbean Sea. *Journal of Sedimentary Petrology*, **47**, 1583-1592.
- Reid, J.L. (1994) On the total geostrophic circulation of the North Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports. *Progress in Oceanography*, **33**, 1-92.
- Rittman, A. (1962) Volcanoes and their activity. New York, Wiley, 188 pp.
- Ruddiman, W.F. (1972) Sediment redistribution on the Reykjanes Ridge: seismic evidence. *Geological Society of America Bulletin*, **83**, 2039-2062.
- Samtleben, C., Schäfer, P., Andruseit, H., Baumann, A., Baumann, K.-H., Kohly, A., Matthiessen, J. and A. Schröder-Ritzrau (1995) Plankton in the Norwegian-Greenland Sea: from living communities to sediment assemblages - an actualistic approach. *Geologische Rundschau*, **84**, 108-136.
- Saunders, P.M. (1994) The flux of overflow water through the Charlie-Gibbs Fracture Zone. *Journal of Geophysical Research*, **99 (C6)**, 12,343-12, 355.
- Schilling, J.-G. (1973) Iceland mantle plume: Geochemical study of Reykjanes Ridge. *Nature*, **242**, 565-571.
- Schilling, J. G., Zajac, M., Evans, R., Johnston, T., White, W., Devine, J. D. and R. Kingsley (1983) Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29°N to 73°N. *American Journal of Science*, **283**, 510-586.
- Searle, R.C., Keeton, J.A., Parson, B.E., Owens, R.B., Mecklenburgh, R., White, R.S., Hepburn, C. and C. Robinson (1995) Detailed bathymetric and magnetic surveys of the Reykjanes Ridge, 57°30'N - 62°05'N. *Terra Abstracts No 1 to Terra nova 7*, 285.
- Siever, R. and M. Kastner (1967) Mineralogy and petrology of some Mid-Atlantic Ridge sediments. *Journal of Marine Research*, **25**, 263-278.
- Shepard, F.P. (1954) Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Journal of Sedimentary Petrology*, **24(3)**, 151-158.
- Shor, A.W. and R.Z. Poore (1979) Bottom currents and ice rafting in the North Atlantic. In: Luyendyk, B.P., Cann, J.R., et al., *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project*, **49**, 859-872.
- Shor, A., Lonsdale, P., Hollister, C.D. and D. Spencer (1980) Charlie Gibbs fracture zone: bottom-water transport and its geological effects. *Deep-Sea Research*, **27A**, 325-345.
- Steele, J.H., Barrett, J.R. and L.V. Worthington (1962) Deep currents south of Iceland. *Deep - Sea Research*, **9**, 465-474.
- Talwani, M., Windisch, C.C. and M. Langseth (1971) Reykjanes Ridge crest: a detailed geophysical study. *Journal of Geophysical Research*, **76**, 473-577.
- Tucholke, B.E. and V.A. Fry (1985) Basement structure and sediment distribution in northwest Atlantic Ocean. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **69(12)**, 2077-2097.

- Tucholke, B.E. (1988) Sediment distribution.- In: *Geophysical Atlas of the North Atlantic Between 50° to 72° N and 0° to 65° W*, Srivastava, S.P., editor, pp. 9-12, Deutsches Hydrographisches Institut, Hamburg.
- Van Aken, H.M. and C.J. De Boer (1995) On the synoptic hydrography of intermediate and deep water masses in the Iceland Basin. *Deep-Sea Research I*, **42**(2), 165-189.
- Wallrabe-Adams, H.-J. and K.S. Lackschewitz (1993) RV "PROF. LOGACHEV"-Cruise LO09 - Sediment distribution on the Reykjanes Ridge near 59° N. *Geomar Report*, **23**, 35 pp.
- Worthington, L.V. and G.H. Volkmann (1965) The volume transport of the Norwegian Sea overflow water in the North Atlantic. *Deep-Sea Research*, **12**, 667-676.
- Worthington, L.V. and W.R. Wright (1970): North Atlantic Ocean Atlas, v. 2.- Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, Massachusetts.

Tab 1:

Sample	Station	Latitude °N	Longitude °W	Waterdepth (m)	Age (yr) corrected	Standard deviation
1	SO82-1	59°30.58'	31°29.62'	1867	15810	170
2	SO82-2	59°21.44'	31°05.18'	1730	855	75
3	SO82-3	59°19.64'	31°08.36'	1774		
4	SO82-4	59°05.75'	30°28.72'	1503	365	50
5	SO82-5	59°11.14'	30°54.28'	1394	1270	55
6	SO82-6	59°09.45'	30°45.95'	1120	4825	60
7	SO82-7	59°00.71'	30°36.12'	1580	650	65
8	LO09-2	59°10.02'	30°20.16'	1719		
9	LO09-3	59°70.29'	30°32.16'	1254		
10	LO09-4	59°80.75'	30°36.57'	1335		
11	LO09-6	59°90.36'	30°41.81'	1375	1250	45
12	LO09-7	59°11.95'	30°48.32'	1451		
13	LO09-8	59°15.56'	30°53.91'	1332		
14	LO09-9	59°12.30'	31°05.94'	1493		
15	LO09-10	59°07.58'	30°53.96'	1380		
16	LO09-14	58°56.33'	30°24.53'	1719		
17	LO09-15	58°54.73'	30°20.44'	1201	3310	90
18	LO09-16	58°54.10'	30°22.44'	1622		
19	LO09-17	58°54.89'	30°32.84'	1396		
20	LO09-18	58°58.05'	30°40.79'	1472		
21	LO09-19	59°00.61'	30°47.91'	1240		
22	LO09-20	59°04.91'	30°58.64'	1396		
23	LO09-21	58°56.51'	30°45.19'	1437		
24	LO09-22	58°56.19'	30°52.58'	1139		
25	LO09-23	59°01.82'	31°06.89'	1422		

Tab. 2

Station	Clay	Silt	Sand	Smectite	Illite	Kaolinite	Chlorite	CaCO <sub>3</sub>	Planktic Foraminifers
	wt.-%	wt.-%	wt.-%	%	%	%	%	wt.-%	wt.-%
SO82-1	7.3	8.7	84.0	63	13	10	14	63.3	65.7
SO82-2	36.2	48.9	14.9	67	15	6	12	53.9	13.3
SO82-3	23.6	32.9	43.6	68	14	6	12	55.6	40.4
SO82-4	39.7	41.9	18.6	66	10	9	15	39.9	13.1
SO82-5	64.8	11.2	23.9	69	10	7	14	56.2	21.2
SO82-6	7.4	33.6	59.0	29	43	13	15	34.5	43.6
SO82-7	65.4	24.1	10.4	21	52	13	14	40.3	9.4
LO09-2	35.7	41.6	20.5	65	8	10	17	52.8	19.1
LO09-3	42.1	42.5	13.9	64	11	8	16	51.9	13.2
LO09-4	36.5	35.3	20.3	63	11	9	18	55.3	18.0
LO09-6	33.6	33.2	24.1	67	8	8	17	52.5	19.8
LO09-7	38.9	45.5	14.1	62	14	6	17	54.9	9.0
LO09-8	39.6	46.3	12.7	61	8	10	21	52.1	7.8
LO09-9	31.1	32.4	29.4	62	10	9	18	63.5	26.7
LO09-10	33.4	34.3	21.8	61	13	8	18	62.7	19.9
LO09-14	56.6	42.8	0.6	73	8	7	13	32.7	0.2
LO09-15	7.6	6.1	84.8	53	25	9	12	67.2	76.1
LO09-16	38.7	42.2	17.3	68	10	9	14	52.8	16.3
LO09-17	39.5	40.9	17.5	65	10	8	16	34.5	5.3
LO09-18	49.7	44.9	5.4	69	7	8	17	42.3	4.4
LO09-19	45.9	41.1	10.7	67	6	9	18	52.0	9.8
LO09-20	40.4	34.3	23.7	64	8	10	19	56.0	21.8
LO09-21	50.5	42.6	6.8	65	11	7	17	44.0	6.3
LO09-22	42.1	43.1	12.8	62	10	9	20	46.8	10.6
LO09-23	40.9	44.0	15.1	67	9	7	16	51.2	12.2

### Table and Figure Captions

Table 1: Sample locations, water depth and reservoir-corrected <sup>14</sup>C ages (yr B.P.) of surface sediments.

Table 2: Results of surface sediment analysis

Fig. 1: Map showing the study area (hatched area) and the modern surface water masses (open arrows) and deep water currents (black arrows) in the northwestern Atlantic Ocean derived from a variety of sources (see text for references). These water masses are: the North Atlantic Current (NAC), the East Greenland Current (EGC), the Iceland-Scotland Overflow Water (ISOW) and the Denmark Strait Overflow Water (DSOW).

Fig. 2: Generalized topography of the Reykjanes Ridge at 59°N with sampling stations (from SO82-Hydrosweep-data and LO93-SEL-data). Dashed lines mark the Axial Volcanic Ridges.



Fig. 3: Generalized distribution and thickness of the sediment cover of the Reykjanes Ridge at 59°N (compiled from high resolution acoustic profiling data and sediment sampling data). A, B and C refer to sub-bottom profiling sections of Fig. 5, 6 and 7.

Fig. 4: Map of five sediment echo types on the Reykjanes Ridge near 59°N based on Parasound and SEL-92 profiles (individual echo types are illustrated in Fig. 5-7). Position of sample locations are indicated.

Fig. 5: Cross section of the SE-flank of the Reykjanes Ridge (Line C in Fig. 3), postprocessed Parasound record, line SO82-P11, from the ridge axis (left) to the "Catalonia Seamount" (right) (for abbreviations see Fig. 4).

Fig. 6: Cross section of the SE-flank of the Reykjanes Ridge (Line A in Fig. 3), postprocessed Parasound record, line SO82-P6, from the ridge axis (left) to the outer flank (right) (for abbreviations see Fig. 4).

Fig. 7: Cross section of the NW-flank of the Reykjanes Ridge (Line B in Fig. 3), postprocessed Parasound record, line SO82-P10, from the outer flank (left) to the ridge axis (right) (for abbreviations see Fig. 4).

Fig. 8: Thick and well stratified sediment layers of the NW flank depression (postprocessed Parasound record, line SO82-P05 crossing sampling station S02).

Fig. 9: Sand-silt-clay content of surface sediments in the study area (nomenclature after Shepard 1954). Sample numbers of the ternary diagramm are identical to Table 1.

Fig. 10: Grain size distribution of the surface sediments in the study area. The white area marks the region without sediment cover.

Fig. 11: Settling velocity distribution (PSI) of surfaces sediments in the study area.

Fig. 12: Distribution pattern of smectite in the study area.

Fig. 13: Calcium carbonate distribution of the surface sediments in the study area.

Fig. 14: Model of the depositional environment on the Reykjanes Ridge between 59°N - 60° N.

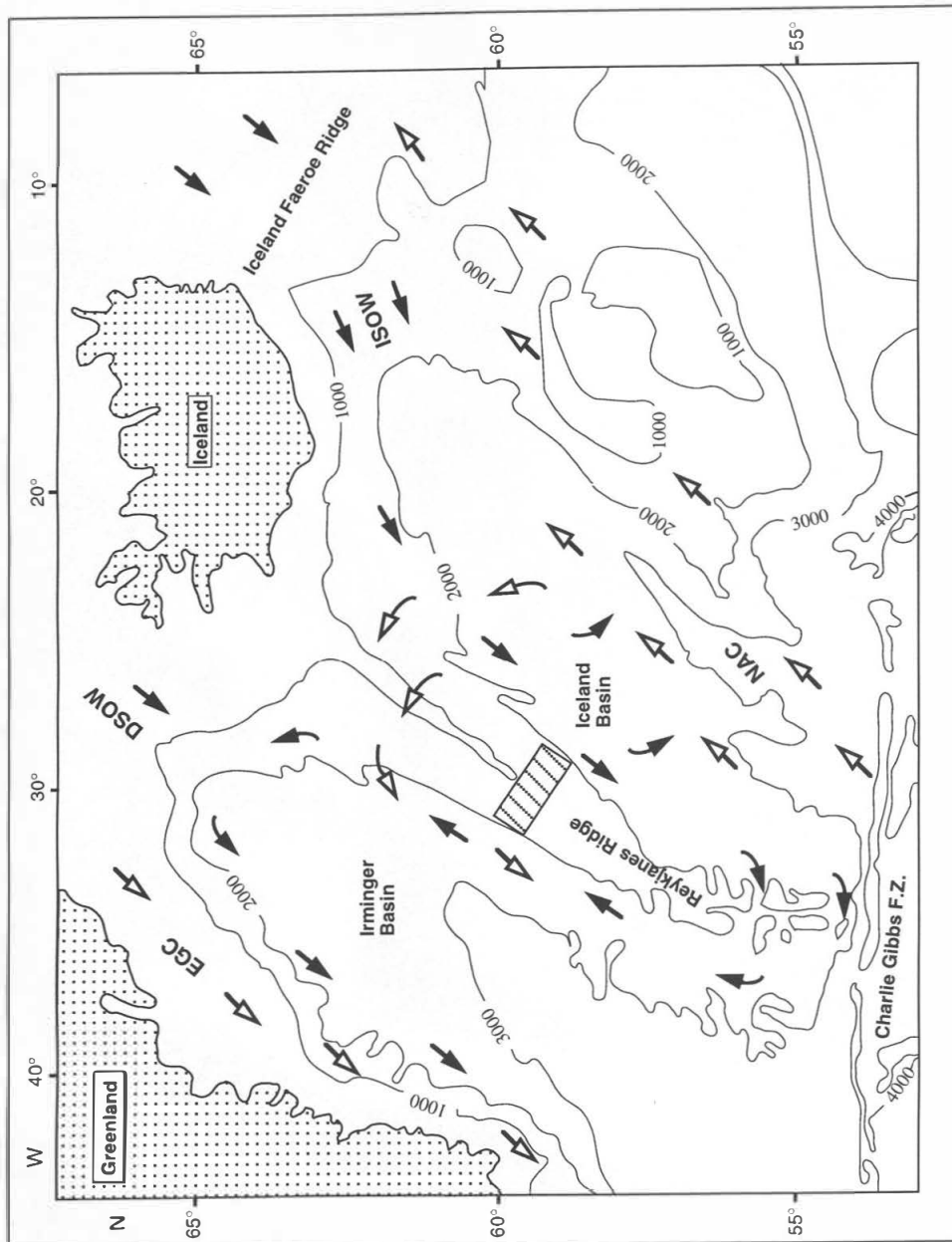


Fig. 1

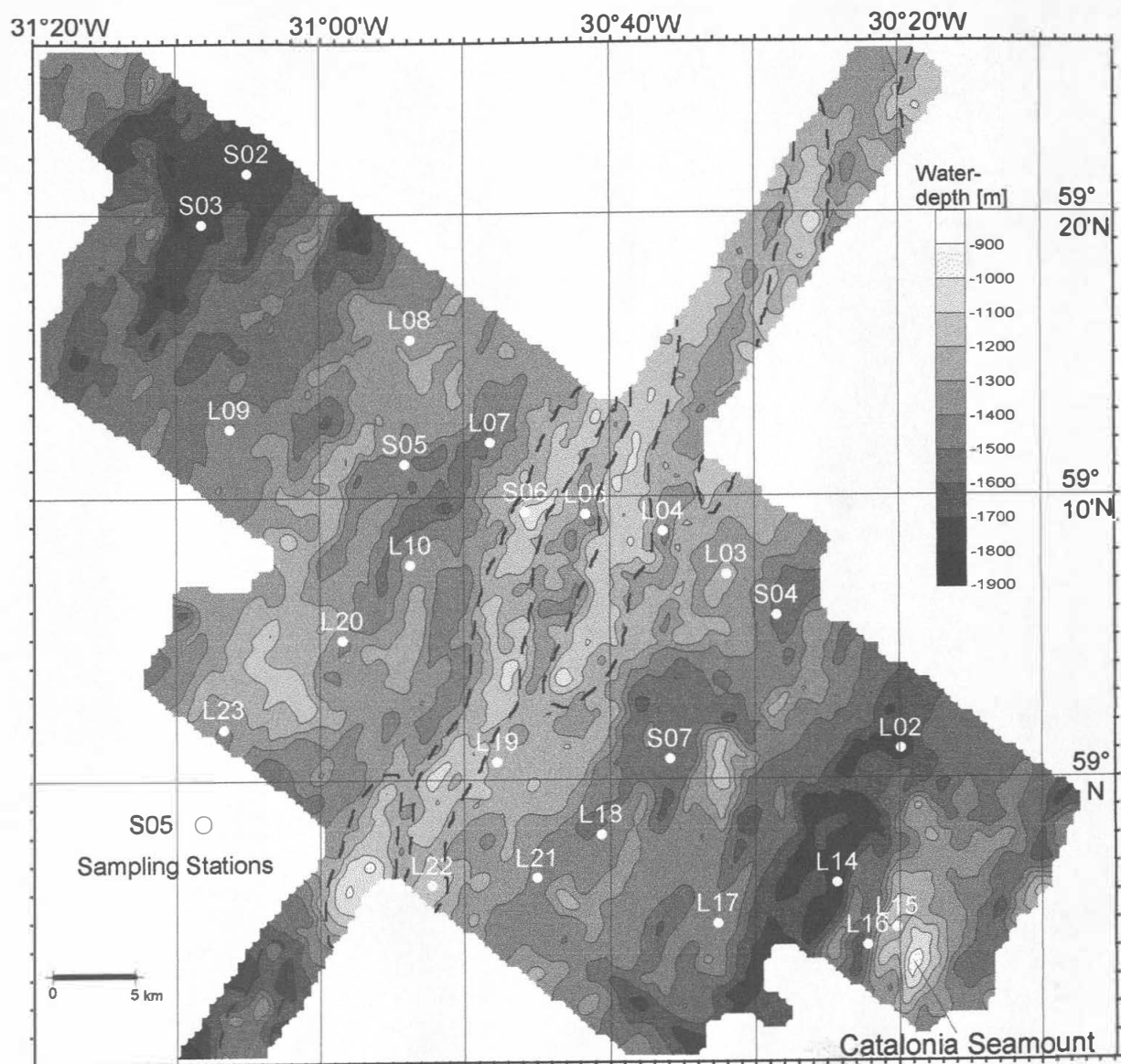


Fig. 2

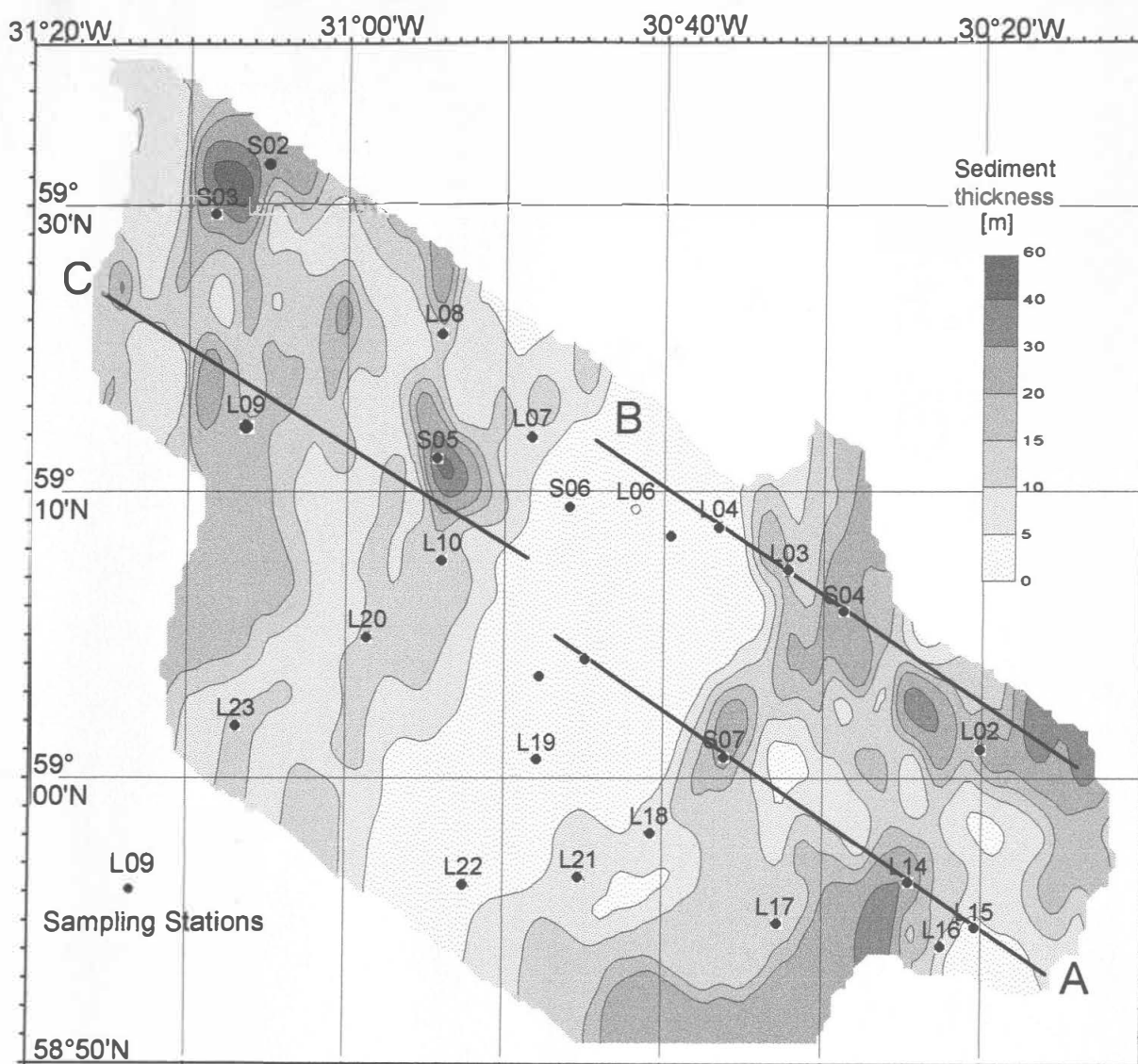


Fig. 3

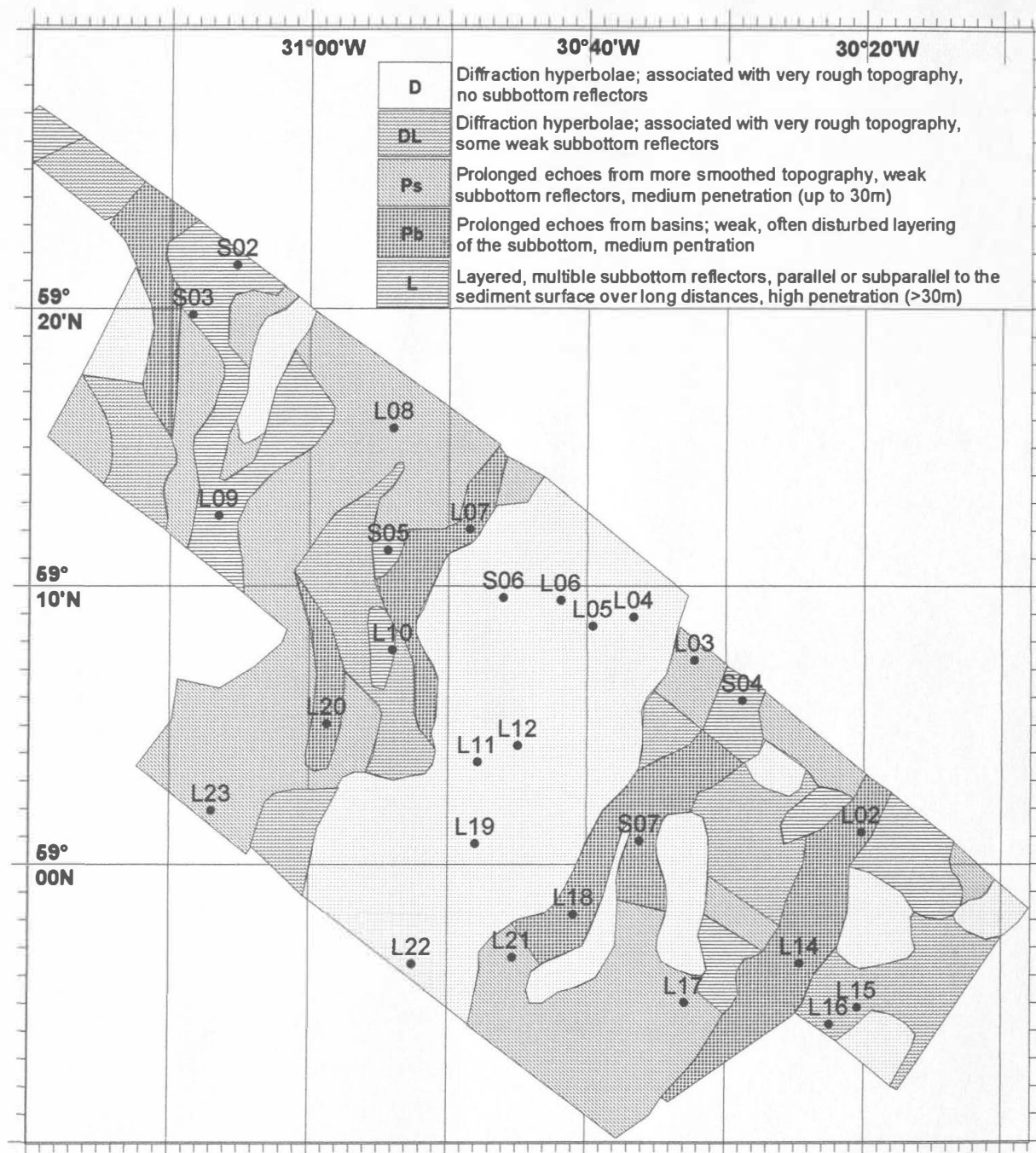


Fig. 4



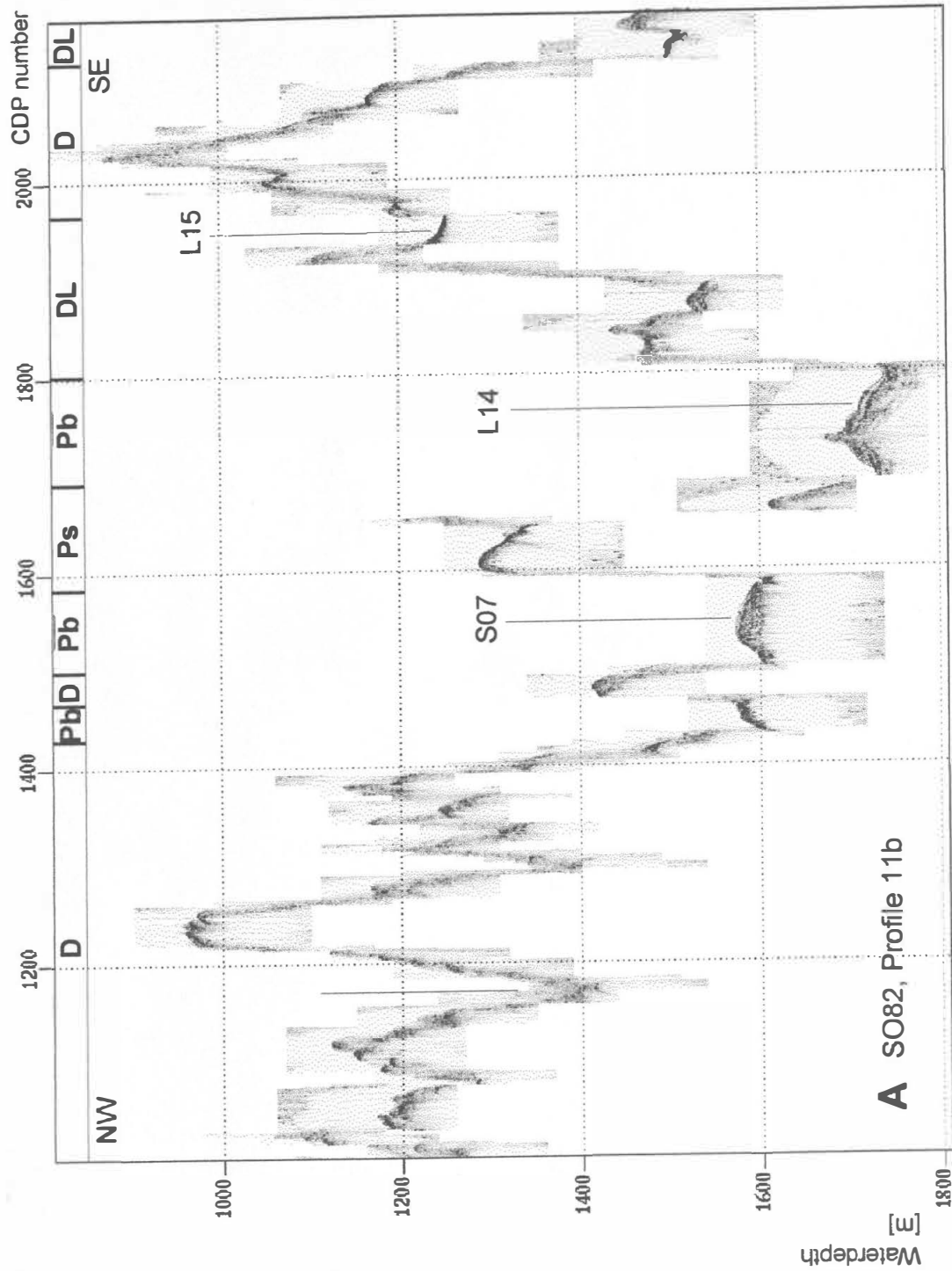


Fig. 5

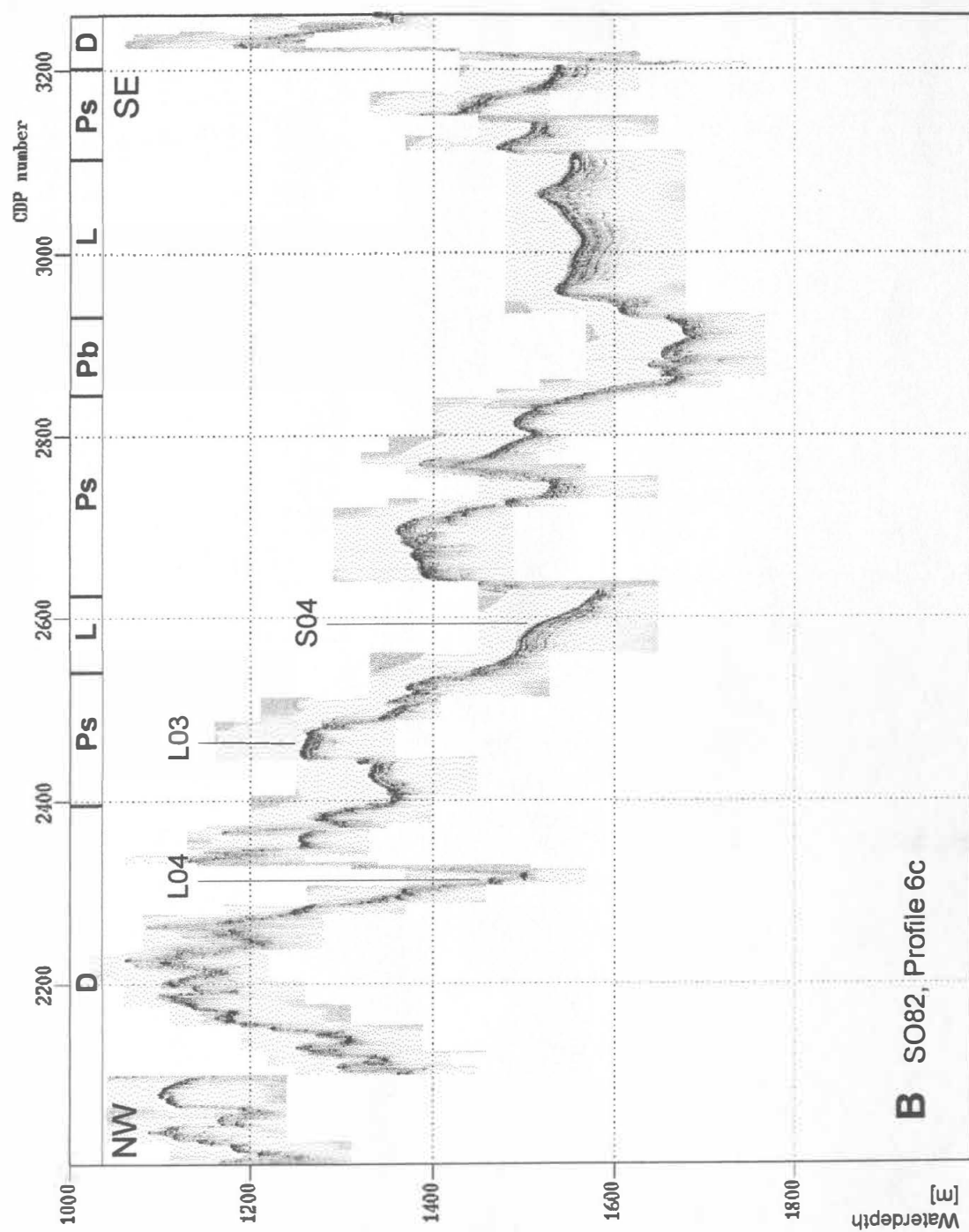


Fig. 6

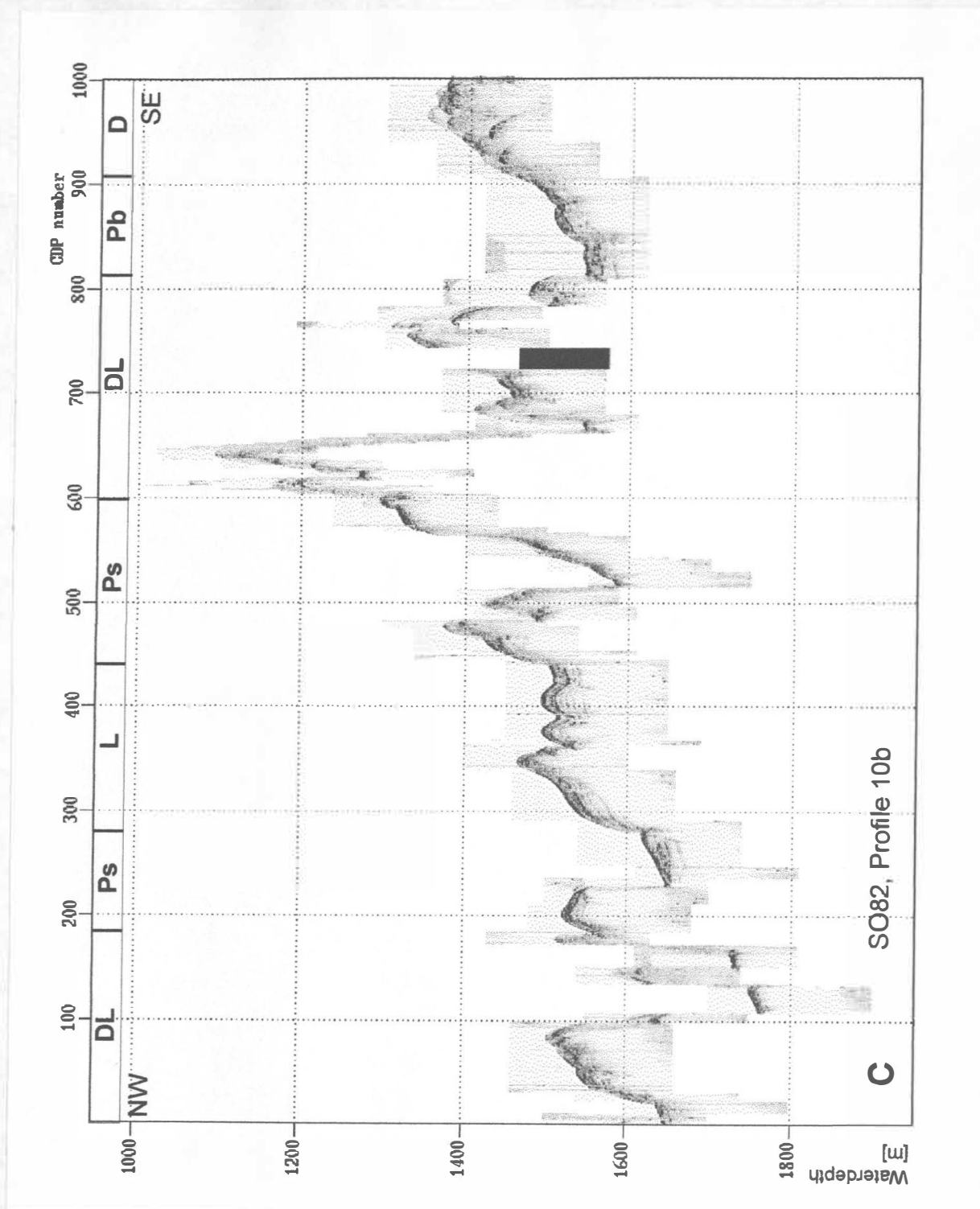


Fig. 7

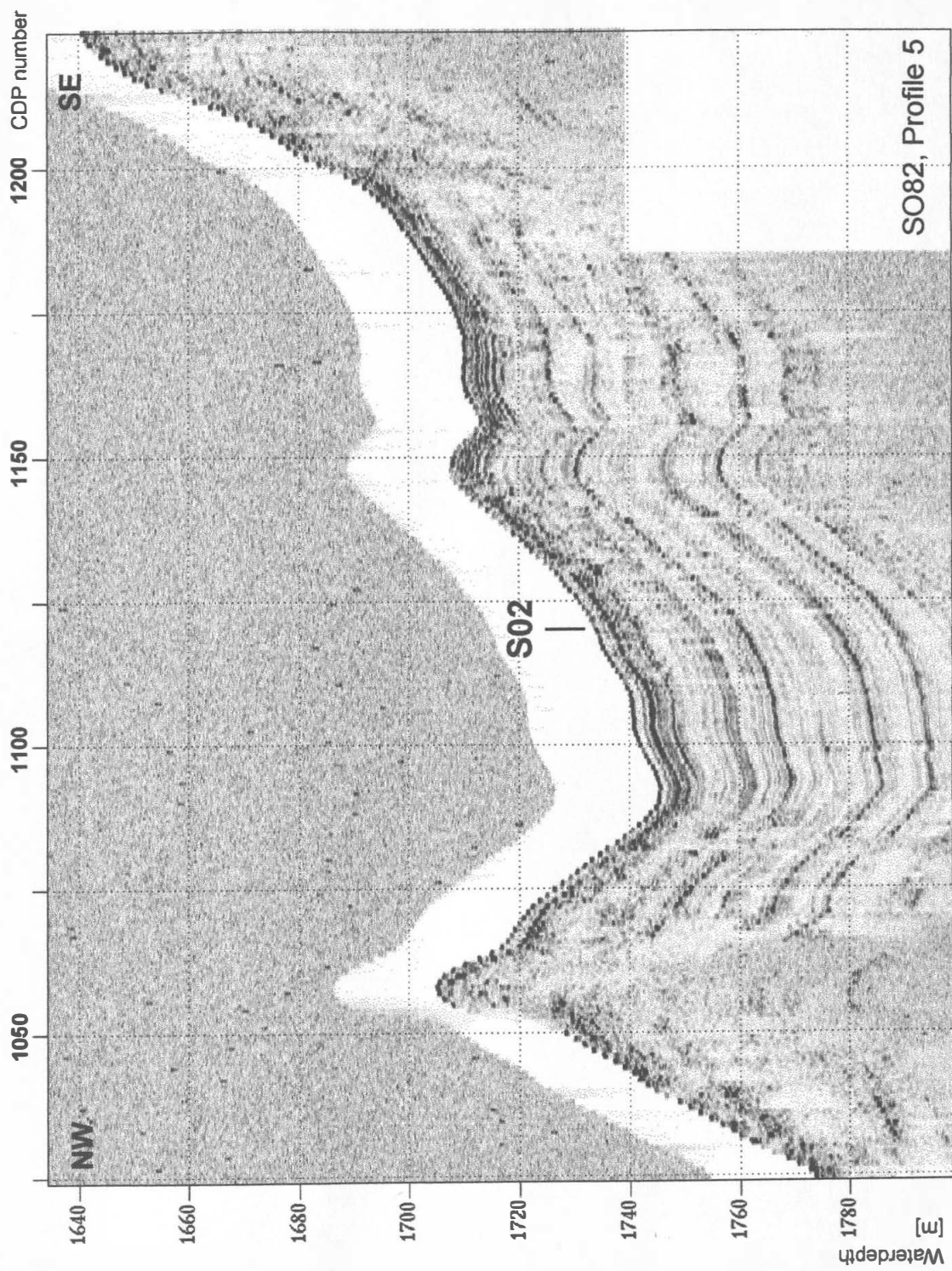
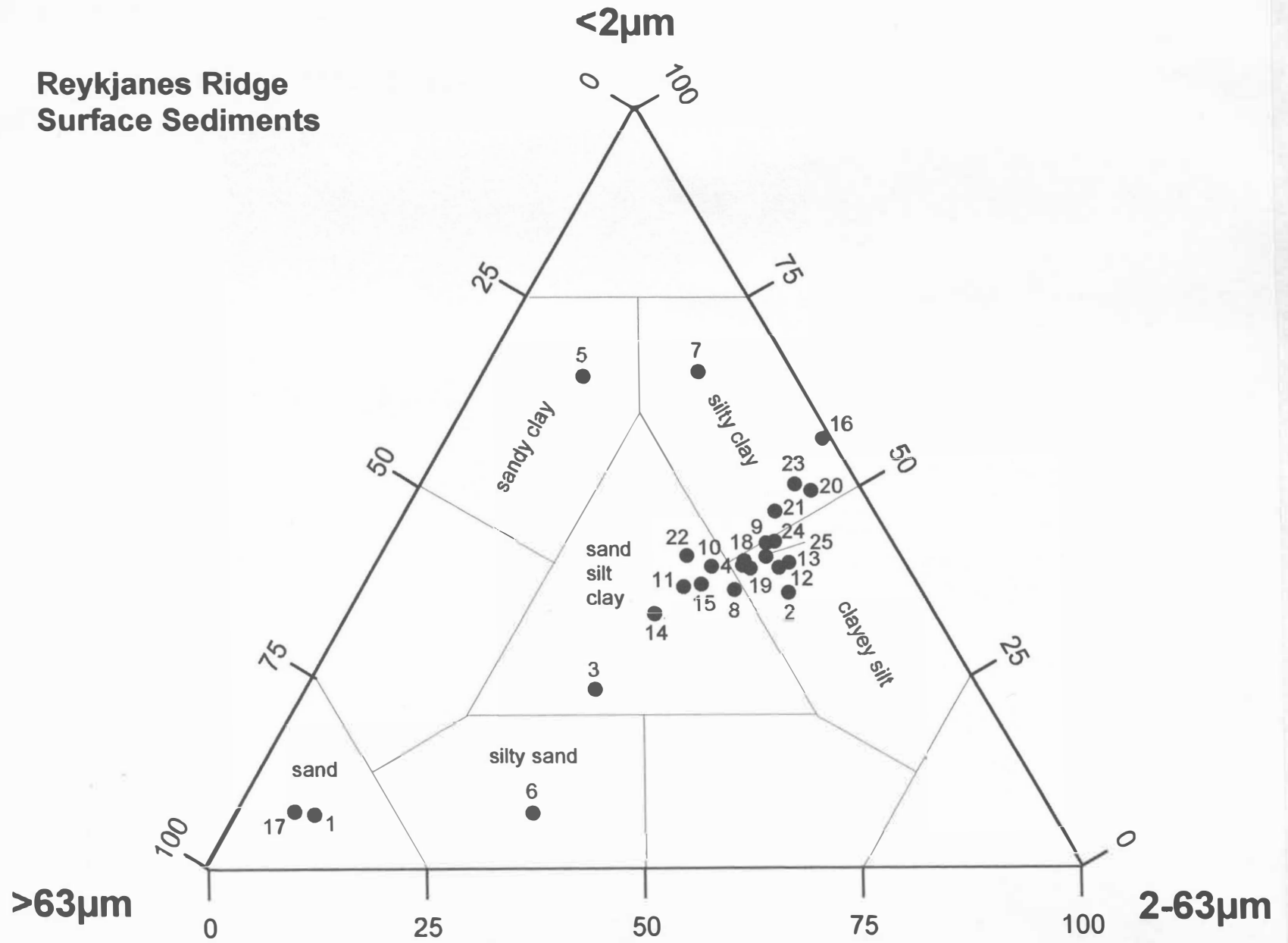


Fig. 8

Fig. 9





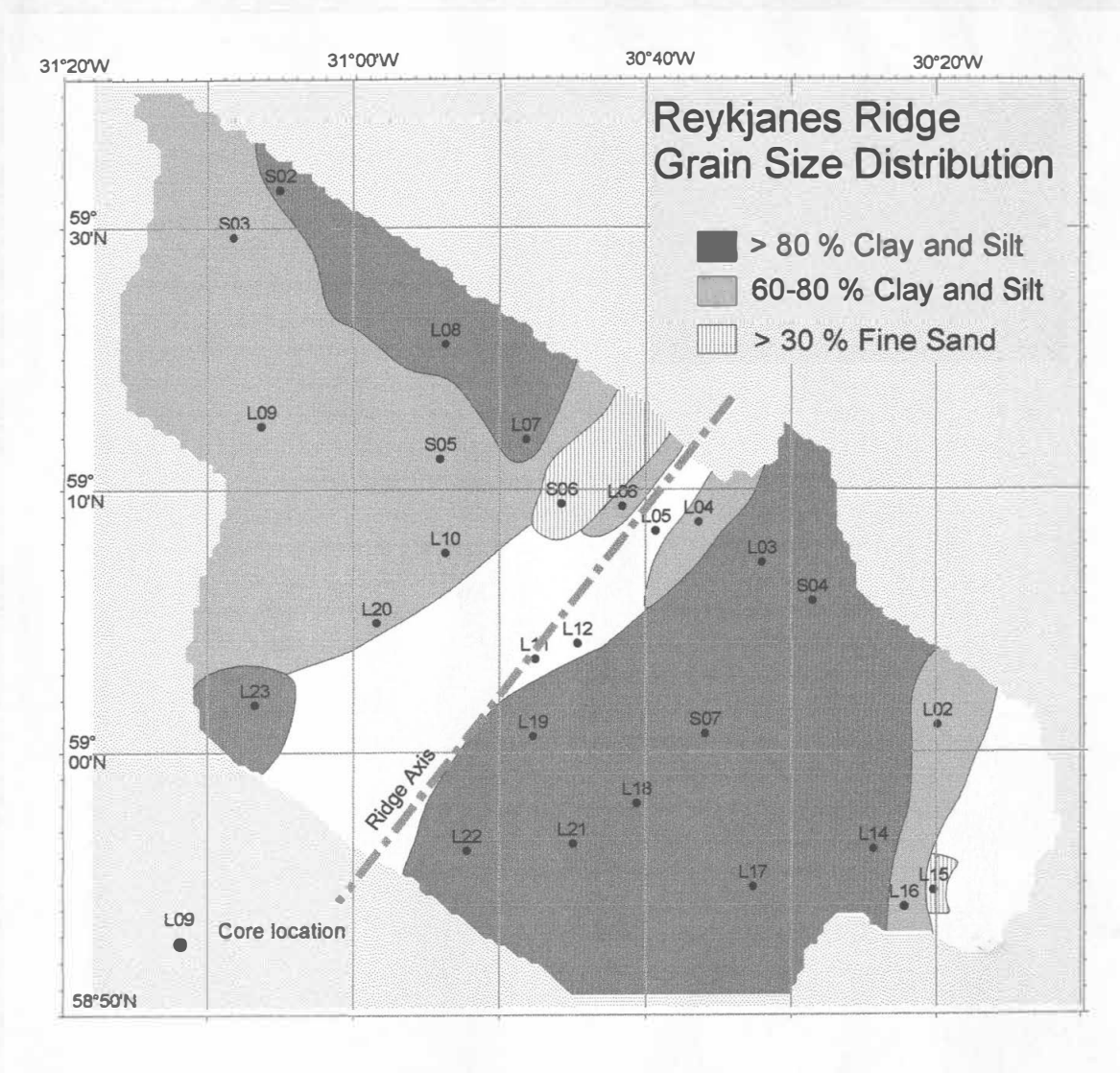
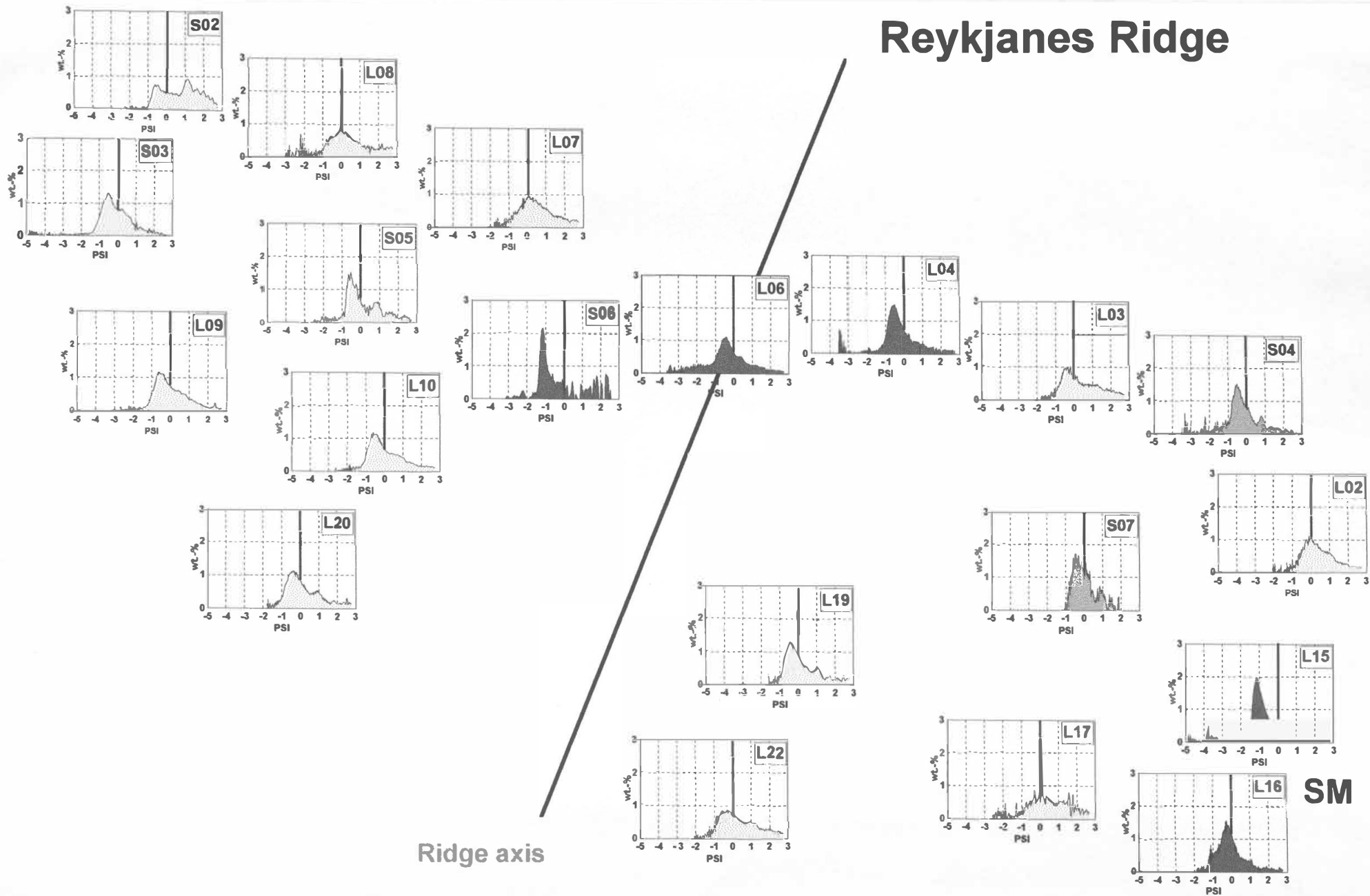


Fig. 10

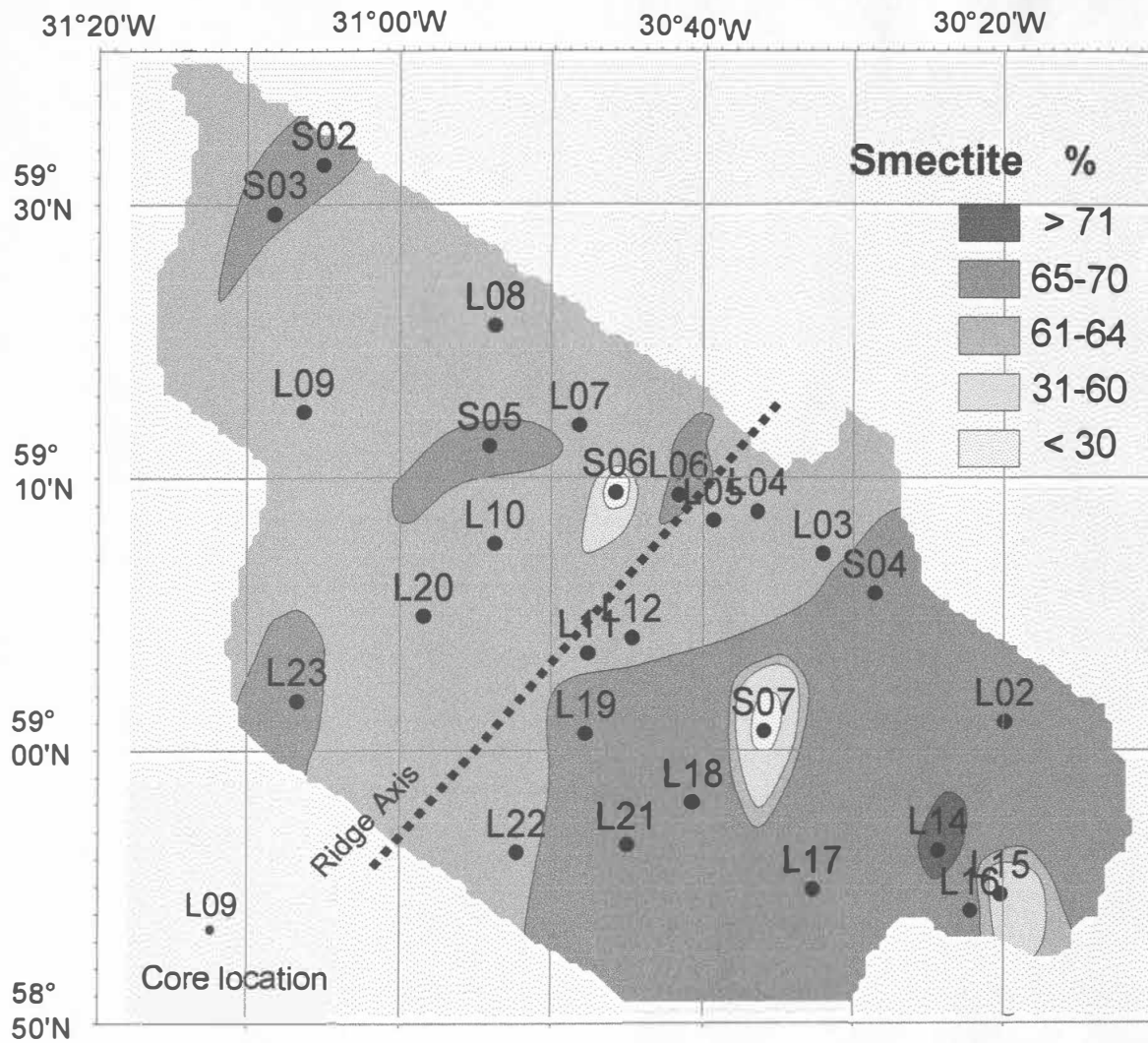
# Reykjanes Ridge



Ridge axis

SM

Fig. 11

*Fig. 12*

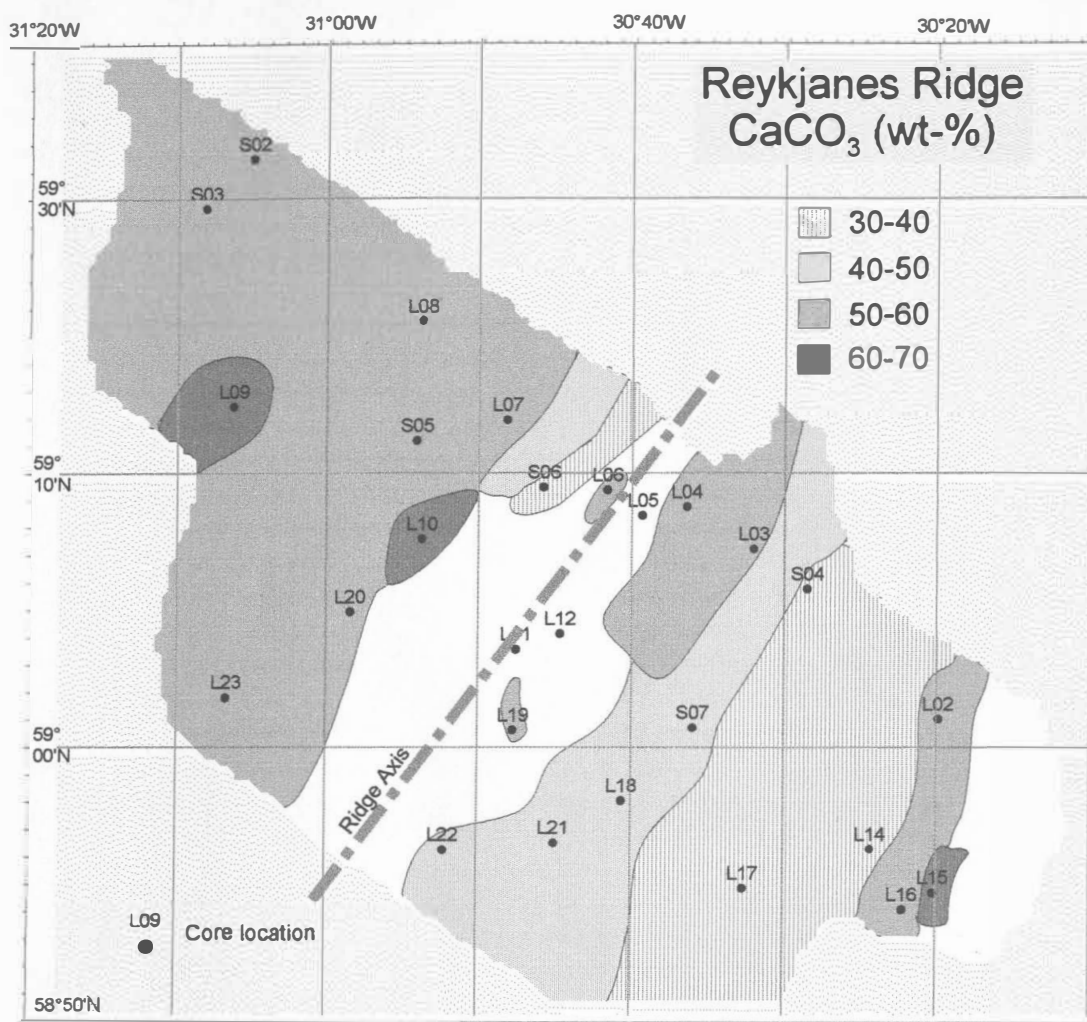
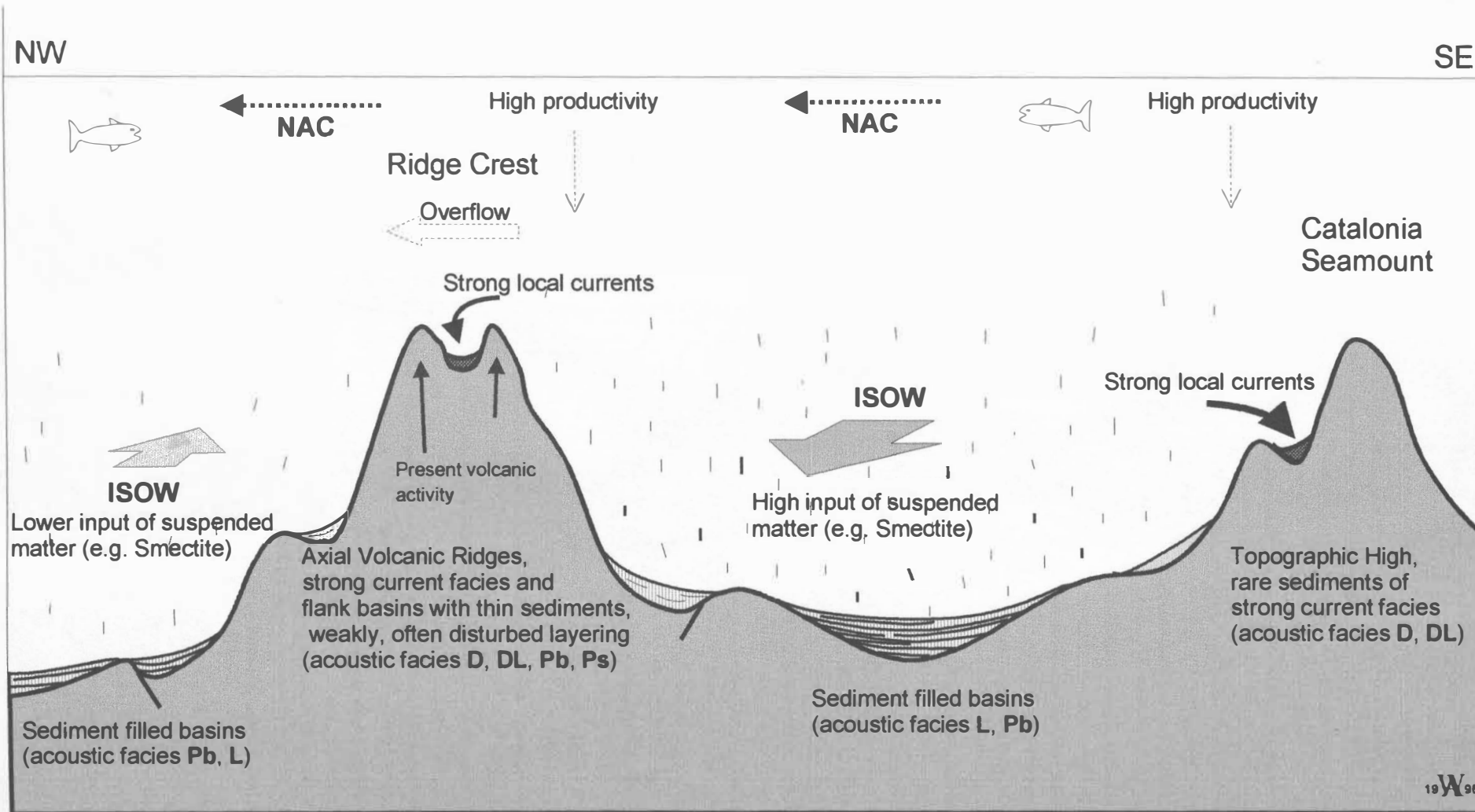


Fig. 13





### 3.2.2 Late Quaternary sedimentation in the mid-oceanic Reykjanes Ridge: Clay mineral assemblages and depositional environment

Bettina Gehrke, Klas Sven Lackschewitz, Hans-Joachim Wallrabe-Adams

GEOMAR Research Center for Marine Geosciences, Wischhofstr. 1-3,  
D-24148 Kiel, Germany

Key words: clay mineralogy, Mid-Atlantic Reykjanes Ridge, Quaternary sediments, source areas, deep-water circulation, Iceland Scotland Overflow Water (ISOW), ice-rafted sediment

*(im Druck bei: Geologische Rundschau)*

#### Abstract

Sediment samples from the Mid-Atlantic Reykjanes Ridge (59° N) was taken to get information about sediment genesis and to identify different sources during the late Quaternary. Samples have been investigated by X-Ray diffraction and grain-size analyses.

The clay mineral assemblages in sediments of the Reykjanes Ridge reflect paleoceanographic changes during the late Quaternary. Holocene sediments are characterized by high contents of smectite, mainly of less developed crystallinity. In the spatial distribution of clay minerals high smectite concentrations on the eastern flank and slightly decreasing concentrations on the western flank of the Reykjanes Ridge indicates the action of bottom water transport. The smectite mainly originates from the volcanogenous Icelandic shelf and reflects the influence of Iceland Scotland Overflow Water (ISOW).

Stratigraphic variability in the clay mineral composition predominantly reflects the influence of different sources, resulting from oceanographic and glacial transport processes. During glacial sediment transport is mainly due to input by icebergs. Increasing amounts of illite, chlorite and kaolinite characterize ice-rafted sediments of the 'Heinrich-Layers'. In these sediments, smectite crystallinity is well developed. In contrast, several other ice-rafted layers contain smectite with low crystallographic order, similar to smectites of Holocene age. The Icelandic source was proved by distinct amounts of basaltic glass in the coarse-grained sediment.

At approximately 55 ka increasing amounts of chlorite and kaolinite suggest an enhanced influx of warm North Atlantic surface waters. This hypothesis is supported by a high carbonate shell production at this time.

Relative low concentrations and the well developed crystallinity of smectite minerals characterize the LGM (18-16 ka), indicating a reduced supply of fine Icelandic material. Shortly after the LGM, at the beginning of Termination IA a distinct increase in fine-grained quartz (< 2 µm) and an increase of smectite is visible, which are proposed to reflect a supply of fine-grained ice-rafted material. At 13 ka linear increasing smectite concentrations of lower crystallographic order indicate increasing supply of fine-grained material from Iceland, linked to reinitiation of bottom currents of the ISOW. Full reinitiation is indicated at around 10 ka, where a strong increase in smectite of low crystallographic order is detected.

#### Introduction

Mid-oceanic ridges (MOR) are very special sedimentary environments. The ridges rise above the surrounding sea floor and strongly influence the direction and intensity of bottom currents

by their morphological structure. Zones of erosion occur close to zones of accumulation, thus, different sediment facies are found in the various depositional areas at the ridge.

The objective of our work was to study the sedimentation processes and resulting deposits on a segment of the Reykjanes Ridge near 60° N during the late Quaternary.

There are two major questions concerning the clay mineral distribution on the Reykjanes Ridge in the late Quaternary. First, to what extent were late Quaternary clay mineral fluctuations caused by deep-water circulation or by ice-rafting? Second, is it possible to differentiate between different sources based on clay mineral assemblages?

To obtain information about source areas, weathering conditions and transport processes, mineralogical analyses by X-ray diffraction of the clay fraction and grain-size analyses were conducted.

The Reykjanes Ridge is located in an oceanographically sensitive region of the northwestern North Atlantic. It is situated in a zone of important oceanic current systems. Deep water from the Norwegian-Greeland Sea and surface water of the North Atlantic Current play an important role in the sediment composition and distribution (Lackschewitz et al., *submitt.*). The input, i.e. the type and the amount of biogenic and terrigenous components available for sedimentation, is largely dependent on climatic factors. The terrigenous particles, mainly clay minerals, quartz and feldspar, reflect the type and intensity of terrestrial weathering and transport processes. The typical clay mineral assemblage of the North Atlantic is characterized by high illite contents with abundances <sup>3</sup> 50 % (Biscaye 1965; Griffin et al. 1968; Windom 1976). Investigations have indicated that sediments from the Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel of the Labrador Sea also contain abundant montmorillonites (Latouche and Parra 1979). In more recent studies, high smectite contents were found in the areas around Iceland, the Faeroe Islands and at the Mid-Atlantic-Ridge. Grousset et al. (1982), Grousset and Chesselet (1986) and Parra (1982) show a North-South gradient with strong enrichment of smectite in sediments close to Iceland. During Postglacial periods bottom currents are the main transport mechanism, during the last Glacial (75-10 ka) sediment transport from Iceland is related to turbidity currents.

However, there is little information about recent and late Quaternary clay mineral changes in the Reykjanes Ridge region, especially data from the western flank of the ridge was not available.

In this paper, we were able to distinguish different sources, based on the clay mineral variations and the crystallinity of the minerals. Especially, the smectite variations could be used to reconstruct paleoceanographic changes in the area of the mid-oceanic Reykjanes Ridge at the late Quaternary.

### Geological setting and oceanography

The Reykjanes Ridge is part of the Mid-Atlantic-Ridge and extends from the Charlie-Gibbs-Fracture-Zone (CGFZ) in the south (53° N) to the shelf of Iceland (63° N) (Fig. 1). The Reykjanes Ridge is characterized by low spreading rates of 2 cm/a (half rate) (Tucholke and Fry 1985). The ridge is crossed by large faults such as the Bight-Fracture-Zone at 56.5° N (Vogt and Johnsen 1975) which allow deep-water currents to cross the ridge (Worthington and Volkmann 1965). A major connection between the eastern and western North Atlantic basins is the CGFZ.

The working area is located between 58°90' and 59°30' N on the Reykjanes Ridge approximately 450 km distant from Iceland (Fig. 1B). In this region the MOR shows extreme morphological variability, which is expressed in a high diversity of sedimentary cover and distribution (Lackschewitz et al. *submitt.*).

The surface circulation in the northern North Atlantic reflects exchange processes between the North Atlantic and the Nordic Seas (Krauss 1986; Reid 1994). In the eastern North Atlantic the current system is dominated by north-east flowing warm surface water masses of

the North Atlantic Current (NAC) (Fig. 1A). The NAC transports warm, highly saline waters to the North into the Nordic Seas. In the Norwegian-Greenland Sea (NGS) dense intermediate and deep water is formed by winter cooling and reaches the North Atlantic by passing over the Greenland-Scotland Ridge (GSR) (Swift 1984) via various pathways (Meincke 1983; Dickson et al. 1990; Dickson and Brown 1994). After crossing the Iceland-Faeroe-Ridge, part of the GSR, the Iceland-Scotland-Overflow-Water (ISOW) flows southwards along the eastern flank of the Reykjanes Ridge (Worthington and Wright 1970; Shor 1980) and passing the Reykjanes Ridge flows through the CGFZ into the western basin (Worthington and Volkmann 1965; Worthington and Wright 1970), where a part of the deep water flows to the north along the western flank of the Reykjanes Ridge (Worthington and Volkmann 1965), and reaches the Irminger Basin.

### Material and methods

The samples were obtained during the expeditions SONNE 82 (1992) and LOGATCHEV 09 (1993). The sampling stations and core data are given in Table 1. For detailed core descriptions see Endler and Lackschewitz (1993) and Wallrabe-Adams and Lackschewitz (1993). In this study 25 surface samples and one sediment core (SO82-5) are investigated (Fig. 1). The core samples were taken at least every 10 cm. After weighing the freeze-dried sample was divided into a fine fraction ( $< 63 \mu\text{m}$ ) and a coarse fraction ( $> 63 \mu\text{m}$ ) by wet sieving. The fine fraction ( $< 63 \mu\text{m}$ ) was subdivided into a silt ( $2\text{--}63 \mu\text{m}$ ) and a clay fraction ( $< 2 \mu\text{m}$ ) by gravity separation using the Atterberg method (Müller 1967).

The clay fraction was prepared according to the methods described by Lange (1982). The surface samples and about the upper first meter of core SO82-5 are characterized by a high percentage of X-ray amorphous substances (volcanic glass, opal-A). Therefore the samples were treated with 1 M NaOH (85 °C, 60 min.) following Müller and Schneider (1993) to remove the amorphous substances. The samples were analysed by XRD after solvating with Ethylene-Glycol vapor in a vacuum (60 °C, 24 h). For mineral identification a Philips X-ray diffractometer PW 1830 with monochromatic Cu- and Co-K $\alpha$  radiation (40 kV, 40 mA) was used. Correction of peak position was achieved by the quartz peak with a lattice distance of  $d = 4.26 \text{ \AA}$ . Measurements were carried out on an air-dried sample and on a Glycol-saturated one. The X-ray diffractograms were evaluated with the program MacDiff (Rainer Petschick, University Frankfurt, unpublished).

In this paper we concentrate on the main clay mineral groups smectite, illite, chlorite and kaolinite. 'Smectite' represents a mixture of pure smectite and irregular mixed-layer smectite-illite. Following Brindley and Brown (1980) the clay minerals were identified by their basal reflections:  $\text{\AA}$  17  $\text{\AA}$  (smectite-glycol), 10  $\text{\AA}$  (illite), 14.2, 7 and 3.54  $\text{\AA}$  (chlorite) and 7 and 3.58  $\text{\AA}$  (kaolinite). The relative mineral percentages were determined on the integrated peak areas by using empirically estimated weighting factors (Biscaye 1965). Non-textured powder preparations were produced (measurement:  $70\text{--}75^\circ 2\theta$  with  $0.005^\circ 2\theta/\text{sec}$ ) to identify di- or trioctahedral clay minerals. To identify zeolites the peak area  $2\text{--}33^\circ 2\theta$  was measured ( $0.01^\circ 2\theta/\text{sec}$ ).

### Stratigraphy

Time control of core SO82-5 is based on high-resolution oxygen isotope stratigraphy and accelerator mass spectrometry (AMS)  $^{14}\text{C}$  datings (Fig. 2). Oxygen isotope measurements were carried out on the planktic foraminifera *Globigerina bulloides* (125–250  $\mu\text{m}$  fraction) in the laboratory of H. Erlenkeuser (Kiel). Isotopic events in the  $\text{d}^{18}\text{O}$  curve and their ages were

assigned according to Martinson et al. (1987). Ages between AMS  $^{14}\text{C}$ -datings and identified isotope events were calculated from sedimentation rates by linear interpolation. The rapid transition to lower  $\delta^{18}\text{O}$  values shortly after the Last Glacial Maximum marks the beginning of the last deglaciation (Termination IA) at approximately 16 ka (Fig. 2).

### Composition and origin of minerals in the clay fraction

In the clay fraction the minerals are mainly of terrigenous origin. The major components are clay minerals, quartz and feldspar (plagioclase, some potassium-feldspar). Calcareous and siliceous biogenic particles and volcanic glass also occur.

The clay minerals chlorite and kaolinite generally reflect distribution patterns in the ocean parallel to climatic zones (Griffin et al. 1968). Due to the predominance of physical over chemical weathering, chlorite is common in high latitudes from rocks of low-grade metamorphism (Biscaye 1965; Deer et al. 1966) and from femic-mafic minerals (Heim 1990). Distribution maps of chlorite in the North Atlantic with typical values of 10-15 % (Biscaye 1965) were complemented by the work of Grousset and Chesselet (1986), who documented the predominance of chlorite in offshore Canada and in the Norwegian Basin.

In contrast, kaolinite is preferentially formed in lower latitudes with intense chemical weathering conditions and good drainage (Millot 1970). It is mainly derived from acidic rocks (e.g. granite, gneiss) and feldspars (Deer et al. 1966). In North Atlantic sediments kaolinite occurs with concentrations < 10 % (Biscaye 1965; Windom 1976).

Illite originates mainly in moderate to cool climate conditions with less intense chemical weathering and drainage. It is formed from loess and metamorphic rocks (Weaver 1989). The detrital origin of illite in the North Atlantic is mainly deduced from its spatial distribution, i.e. the correlation with the continental shelf areas (Weaver 1959; Biscaye 1965) and from the high K-Ar ages (Hurley et al. 1963; Krylov and Silin 1961).

Smectite is dominantly of volcanic origin. Smectite neoformation from halmyrolytic weathering of volcanic rocks and ashes is known (Biscaye 1965; Mathews 1962; Mottl & Holland 1978) and basic volcanic glasses can show first signs of alteration rapidly after deposition (Peterson and Griffin 1964). Smectites formed by degradation of mica are frequent in Holocene to Pleistocene soils of cooler climates. Moreover, authigenic neoformation of Fe-rich smectite in hydrothermal regions at mid-oceanic ridges is known (Bishoff 1972, Köhler 1991).

The composition of the clay fraction and crystallinity of the clay minerals provides information on weathering conditions and possible source areas. In this case peak position, peak intensity and peak shape can be used. More details about the chemical composition of the clay minerals are given from the intensity sequence of the  $d(001)$ -reflexes. The Esquevin-index, e.g. the ratio of the 5Å to 10Å peak (Esquevin 1969) allows the differentiation between well crystallized Al-illites and poorly crystallized Mg/Fe-occupied illites. The 'half height width' (HHW) of the 10Å illite peak provides information on the crystallinity (Kübler 1967). Information on the crystallinity of smectite is provided by the shape of the 17Å peak (Hein and Scholl 1978) and the ratio 'half-peak-width/peak height' (HHW/H) (Biscaye 1965, Cremer et al. 1989). Tri- and dioctahedral clay minerals are identified by the position of the  $d(060)$ -reflex (Desprairies 1983).

The minerals quartz and feldspar are related to terrigenous weathering. Concentrations of quartz give indications of the erosion of continental (acidic) rocks. Feldspar is also related to physical weathering conditions. Intense chemical weathering of feldspar leads to the formation of clay minerals (Berner 1971).



## Results

### Mineralogical composition of the surface samples

In the surface sediments the clay mineral assemblages shows the following concentration trend: smectite > chlorite > illite > kaolinite. Smectite is the main component with 62 % on average (Tab. 1). The smectites show the first basal reflections near 16.6 Å (ethylen glycolated), the dioctahedral character is proved by d(060)-reflexes at 1.51 Å.

Generally, highest smectite concentrations are found on the eastern side of the Reykjanes Ridge, slightly lowered concentrations appears at the western side of the MAR and characterize the ridge crest (Fig. 3). Conversely, illite is enriched at the inner ridge and in the area of the seamount (SO82-6, LO09-15). Esquevin-indices and HHW point out well crystallized Al-illites. The abundance and the spatial distribution of chlorite and kaolinite are relatively homogenous (Tab. 1).

In all smectite-rich samples high percentages of amorphous substances, such as volcanic glass, immature clay minerals and/or biogenic opal, appear. Feldspar and quartz are common in the clay fraction. The feldspars are mainly plagioclases, traces of potassium-feldspar (microcline) were also found in the two samples. Generally, the quartz/feldspar-ratios are low in the surface sediments (Tab. 1). A trend to slightly increasing ratios can be seen at the western ridge flank. Increased quartz/feldspar-ratios characterize the stations SO82-6 and SO82-7.

The sand/clay-ratios coincide with changes in the grain-size distribution. The ratios vary between 0.01 at LO09-14 and 11.37 at LO09-15 (Tab. 1). Areas with low sand/clay-ratios appear on the eastern flank of the Reykjanes Ridge. The highest amounts occur on exposed sites (SO82-6, LO09-15), due to strong bottom currents.

### Mineralogical composition of the sediment core SO82-5

For the last 68 ka smectite dominates the clay mineral assemblage in the studied area (mean 60%). Different types of smectite minerals were detected. Minerals of low crystallographic order occur mainly in the Holocene and in basal sediments (> 67 ka). In contrast, ice-rafted sediments corresponding to the well-known 'Heinrich-layers' are characterized by well developed smectites. The second most common clay mineral is illite (10-41 %). Esquevin-indices between 0.4 and 0.9 and HHW show a mainly aluminium nature of the well crystallized illites. Chlorite and kaolinite are less important (7-21 % and 5-17 %) (Fig. 4). Abundance of smectite was high in Holocene and in Glacial sediments. To obtain better informations about the clay mineral distribution in time, the smectite to illite ratio was calculated. In Holocene and in early stage 4 sediments (> 67 ka) very high smectite/illite-ratios appear, caused by a distinct decrease in illite concentrations. Lowest smectite/illite-ratios are found in several horizons, at 65, 55, 50, 40, 37, 34, 29, 22-21 and 15 ka. The lowering of the ratios is caused by increasing illite concentrations. In these layers a supply of IRD was detected. Furthermore, an increase in chlorite and kaolinite can be observed. A significant change in the clay mineral composition is documented at 55 ka. In this section a strong decrease in the smectite concentration is recorded, mainly due to chlorite and kaolinite enrichment. This observation is supported by the data from other sites in the studied area (Gehrke, in prep.).

Apart from the clay minerals quartz and feldspar are common and show distinct variations. The quartz/feldspar-ratio range from < 2 up to 8 (Fig. 4). During the Holocene and in the basal units (> 67 ka) the sediments are characterized by low quartz/feldspar-ratios of < 2, only two exceptions are observed. In Glacial the ratios exceed the value 4. A shift to slightly increasing amounts is observed in IRD-rich layers. The feldspar suite consists mainly of plagioclase. Potassium-feldspar occurs only in low amounts and could not be detected in the Holocene (exception SO82-6, SO82-7 surface) and in basal sediments (older than 67 ka).



## Discussion

### *Holocene*

The spatial distribution of clay minerals show a bimodal distribution of smectite with highest abundances on the east-flank of the Reykjanes Ridge (Fig. 3 A), correlating with high percentages of clay-sized sediment. The decreasing amounts of smectite and in total clay content on the western flank of the Reykjanes Ridge suggest a modification during bottom current transport by ISOW. A southward sediment transport along the eastern flank of the Reykjanes Ridge is documented by Parra (1982) and Grousset and Chesselet (1986), who showed evidence of a North-South gradient in the smectite distribution. Owing to the abundance of smectite in the direction of Iceland, it is considered as the potential source area. The Icelandic area consist mainly of volcanic rocks and their weathering products. But recent formation of clay minerals on Iceland is only small scale, dependant on climatic conditions and predominantly due to physical weathering (Gläßer and Schnütgen 1986). However, clay mineral supply due to erosion of Tertiary deposits is probable. Roaldset (1983) describes lateritic soils intercalated with Miocene basalts in NW-Iceland, a probable source of smectite and kaolinite, although smectite formation by high-temperature alteration of Tertiary basalts is known (Tómasson and Kristmannsdóttir 1972).

Neoformation of smectite in the marine environment is also possible. In mid-ocean ridge regions, precipitation of smectite from hydrothermal solutions was described (Bischoff 1969; Cole 1983; Köhler 1991). However, the chemical composition of the sediments (sand-sized fraction) do not indicate any hydrothermal influence (Lackschewitz et al. 1995a). Another possible source may be halmyrolytic weathering of volcanic glass. According to Peterson and Griffin (1964) alteration of basaltic glass can start shortly after deposition. However, only a small portion of altered volcanic glass was found in the coarse fraction of surface sediments (Lackschewitz and Wallrabe-Adams, submitt.). Nevertheless, the crystallinity of the smectite minerals and the high concentrations of amorphous material support a sediment supply mainly from Iceland. According to Grousset et al. (1982) the smectites that have formed in the Icelandic soils since the beginning of the Holocene are still immature, e.g. they are characterized by poor crystallinity and are characteristically contain amorphous substances. Low quartz/feldspar-ratios and the lack of potassium-feldspar in Holocene sediments also indicate an Icelandic source of sediment supply.

The spatial distribution of illite shows increasing amounts in the vicinity of the inner ridge, especially at exposed sites (Fig. 3 B). With reference to increasing sand/clay-ratios (Tab. 1), the relatively high illite concentrations can be attributed to high current velocities (Gehrke et al. 1994; Lackschewitz et al. submitt.). This observation is due to the data of Berner (1991; 1994), who described illite enrichment on plateaus in the Norwegian Sea, due to winnowing processes.

### *Glacial / Interglacial Transition*

Lowest smectite/illite-ratios mark the Last Glacial Maximum (LGM) at 18-16 ka (Fig. 4). The reduced smectite sedimentation, with reference to the well developed crystallinity, can probably be attributed to a reduced supply of icelandic sediments, due to lower iceberg input from the Iceland Ice Sheet and/or to a reduced water exchange between the northwestern North Atlantic and the Norwegian-Greenland Sea. Part of the Norwegian-Greenland Sea and of the North Atlantic were ice-covered. The summer ice-limit was situated at the latitude of Iceland, the winter ice-limit extended to approximately 50° N (CLIMAP 1976; Frenzel et al. 1992). Formation of deep-water in the Norwegian-Greenland Sea was strongly reduced (Duplessy et al. 1988). Deep-water formation north of the polar front at 55° N was suggested

by Labeyrie et al. (1991). Sarnthein et al. (1994) point to glacial deep-water formation south of Iceland, resulting in a weakened southward flow of NADW. Furthermore, coarse basaltic glass concentrations are lowest in this interval, it is proposed that this reflects a reduced iceberg supply from Iceland (Lackschewitz and Wallrabe-Adams, *submitt.*).

At the beginning of Termination IA a distinct increase in fine-grained quartz ( $< 2 \mu\text{m}$ ) and a linear increase of smectite is visible, which are proposed to reflect a supply of fine-grained ice-rafted material. In addition, a contemporary increase of coarse ice-rafted material, including relatively high amounts of basaltic glass from Iceland (Bond and Lotti 1995; Lackschewitz et al. 1995b), document an increase in iceberg supply from Iceland. Approximately at 13 ka a distinct decrease of fine-grained quartz may reflect decreasing input of ice-rafted material. This assumption was supported by a decrease in coarse IRD at the end of Termination IA (Lackschewitz et al. 1995b). Simultaneously further increasing smectite concentrations, mainly of lower crystallographic order, point to an additional supply by bottom currents. This may indicate a reinitiation of the deep water exchange between the northwestern North Atlantic and the Norwegian-Greenland Sea. McCave et al. (1995) described an increasing strength in deep-water circulation shortly after the LGM. But the strong influence of meltwater and coarse ice-rafted detritus in the North Atlantic Ocean from 16-13 ka as reported by Ruddiman et al. (1981) argues against fully developed deep-water formation.

In this case, the increase in smectite during Termination IA may indicate a major input by ice-rafting whereas the further increase from 13 ka could be a combination of bottom water supply and ice-rafting.

At approximately 10 ka a strongly increase in smectite/illite-ratios occurs, i.e. the abundance of smectite is 3 times higher than illite indicating a full reinitiation of ISOW. Additionally, smectite minerals are of low crystallographic order. Although, quartz/feldspar-ratios strongly decrease at the Holocene boundary, indicating that the supply of acidic terrigenous sediment becomes less important, due to an increasing supply of fine (basaltic) icelandic sediment.

### *Last Glacial*

High abundance of smectite with poorly developed crystallinity and decreasing quartz/feldspar-ratios characterize the last interglacial to glacial transition at around 70 ka (Fig. 4). In addition,  $\text{CaCO}_3$  values of up to 50 % and large numbers of temperate planktic foraminifers and coccoliths are found during this time, indicating high carbonate shell production in warmer surface water masses (Lackschewitz et al. 1995b). These results are comparable to those from Holocene sediments, indicating an ocean current pattern similar to modern conditions at the beginning of the last glacial.

Decreasing smectite concentrations indicate reduced supply from Iceland during oxygen isotope stage 4. Sediment supply is mainly due to ice-rafting. A significant change in the clay mineral composition is obvious at 55 ka, where a decrease in smectite concentration is attributed to a large increase in chlorite and kaolinite. Simultaneously, high  $\text{CaCO}_3$  contents and a significant maximum of calcareous nannoplankton occur (Lackschewitz et al. 1995b). The increase in biogenous  $\text{CaCO}_3$  is considered to be a result of an inflow of warmer surface water of the NAC. This increase in bioproductivity produces an intensified formation of fecal pellets. Fecal pellets can probably capture clay minerals present in the surface water, e.g. chlorite and kaolinite, and facilitate transport to the ocean floor (Hebbeln and Berner 1993).

During oxygen isotope stages 3 and 2 the concentration of smectite is still high. However, the relatively high smectite sedimentation during the last glacial is interrupted by several illite-maxima together with high kaolinite and chlorite concentrations (Fig. 4). The illite-rich sediments correspond to the well-known 'Heinrich layers' H1-H6 (Heinrich 1988; Bond et al.

1992; Broecker et al. 1992), defined by a strong input of coarse ice-rafted detritus (IRD). The high IRD content of these layers is proposed to reflect maximum iceberg input from the Laurentide Ice Sheet into the North Atlantic (Bond et al. 1992; Broecker et al. 1992). These layers are characterized in our core by well developed smectite crystallinity. Strongly increasing quartz/feldspar-ratios and the occurrence of potassium-feldspar emphasize the acidic terrigenous nature of the sediment. In addition to the 'Heinrich-layers' several other sections with IRD are observed in sediments during the last glacial period, often containing significant amounts of volcanic glass (> 5% in 125-250  $\mu\text{m}$  fraction) (Bond and Lotti 1995; Lackschewitz et al. 1995b). Simultaneously, the crystallinity of smectite minerals decreases. The chemical composition of the volcanic glass particles (Lackschewitz and Wallrabe-Adams, submitt.) and the crystallinity of the smectites indicate, that most of this ice-rafted material is derived from Iceland. At 50 ka, corresponding to 'Heinrich-event' H5, distinct differences in the mineralogical composition were detected. In contrast to other 'Heinrich-layers' the ratio of quartz to feldspar decreases and this section is characterized by very low amounts of IRD (Lackschewitz et al. 1995b). Because icebergs mostly contain sediments of all grain-sizes from clay to boulders, sea ice or suspension clouds are proposed as the main transport agent for the bulk of the clay-sized terrigenous material. Sea ice sediments are mostly fine-grained and contain little or no coarse terrigenous grains (Pfirrmann et al. 1989).

## Conclusions

The investigation of clay mineral assemblages in surface sediments of the Reykjanes Ridge provides information about the ocean circulation and source areas. The sediment record contains clues for the reconstruction of paleoenvironment and paleocirculation in the northwestern North Atlantic. The principal conclusions are as follows:

At the beginning of the last Glacial (approximately 66 ka) a significant decrease in smectite indicates reduced supply from Iceland in the northwestern North Atlantic. Smectite input is relatively low from 67 to 49 ka and increased strongly at 48 ka due to an increased input of ice-rafted material of Icelandic origin. An Icelandic source is indicated by less well developed smectite crystallinity. However, distinct peaks of illite, together with higher chlorite and kaolinite contents correspond to the North Atlantic 'Heinrich layers'. The clay minerals illite, kaolinite and chlorite derived mainly from weathering processes of acidic terrigenous rocks (Greenland, Scandinavia, Canada). For the last glacial period we conclude that a primary input of fine-grained sediment by ice-rafting to the study area took place.

An increasing influx of warm surface waters is indicated by high chlorite and kaolinite concentrations and corresponding high amounts of calcareous nannoplankton at 55 ka. The availability of fecal pellets (due to increasing bioproductivity) facilitate the sedimentation of clay minerals (kaolinite, chlorite), suspended in the surface waters.

Linear increasing smectite concentrations starting at 13 ka are mainly due to the increasing supply of fine-grained material from Iceland linked to the reinitiation of bottom currents of the ISOW. The relative importance of these transport agents changes through time and is difficult to assess.

Strongly increasing smectite/illite-ratios, increasing amounts of amorphous material, decreasing quartz/feldspar-ratios, lack of potassium-feldspar and increasing sand/clay-ratios indicate a full reinitiation of deep-water formation in the NGS and a resulting renewal of bottom currents in the Iceland Scotland Overflow water at 10 ka.

The source for the dominant smectite in Holocene sediments was Icelandic rocks and soils.

## Acknowledgements

We thank J. Thiede for supervising the project. We also thank the masters and crews of RV 'Sonne' and RV 'Professor Logachev'. Thanks are due to technicians and students, who helped during sampling and preparation. We thanks also G. Bonani (ETH Zürich) and J. Heinemeier (Aarhus University), who conducted AMS  $^{14}\text{C}$  datings and H. Erlenkeuser (Kiel University), who carried out isotope analyses. For correcting the English text we thank C. Hoffmann and S. Kinsey. We thank W. Berger for useful comments on the draft manuscript. This work was financially supported by a grant from the BMFT (03R619A).

## References

- Berner RA (1971) Principles of Chemical Sedimentology. p 240
- Berner H (1991) Mechanismen der Sedimentbildung in der Framstraße, im Arktischen Ozean und in der Norwegischen See. Ber Fachbereich Geowissenschaften Univ Bremen 20: 1-165
- Berner H, Wefer G (1994) Clay-mineral flux in the Fram Strait and Norwegian Sea. Mar Geol 116: 327-345
- Biscaye PE (1965) Mineralogy and Sedimentation of Recent Deep-Sea Clay in the Atlantic Ocean and Adjacent Seas and Oceans. Geol Soc Amer Bull 76: 803-832
- Bishoff JL (1969) Red Sea geothermal brine deposits: Their mineralogy, chemistry and genesis. In: Degens ET, Ross DA (eds) Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea: 368-401
- Bond G, Heinrich H, Broecker W, Labeyrie L, McManus J, Andrews J, Huon S, Jantschik R, Clasen S, Simet C, Tedesco K, Klas M, Bonani G, Ivy S (1992) Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. Nature 360: 245-249
- Bond GC, Lotti R (1995) Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last Glaciation. Science 267: 1005-1010
- Brindley GW, Brown G (1980) Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. Mineral Soc, London, 1-495
- Broecker WS, Bond G, McManus J, Klas M, Clark E (1992) Origin of the northern Atlantic's Heinrich Events. Clim Dyn 6: 265-273
- CLIMAP (1976) The surface of the ice-age earth. Science 191: 1131-1137
- Cremer M, Maillet N, Laatouche C (1989) Analysis of sedimentary facies and clay mineralogy of the Neogene-Quaternary sediments in ODP site 646, Labrador Sea. Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 105: 71-81
- Cole TG (1983) Oxygen isotopic geothermometry and origin of smectites in the Atlantis II Deep, Red Sea. Earth Planet Sci Lett 66: 166-176
- Deer WA, Howie RA, Zussman J (1966) An Introduction to the Rock-Forming Minerals. Longman Group Limited, 1-528
- Desprairies A (1983) Relation entre le parametre b des smectites et leur contenu en fer et magnesium. Application a l'etude des sediments. Clay Min 18: 165-175



- Dickson RR, Gmitrowicz EM, Watson AJ (1990) Deep-water renewal in the northern North Atlantic. *Nature* 344: 848-850
- Dickson RR, Brown J (1994) The production of North Atlantic Deep Water: Sources, rates, and pathways. *J Geophys Res* 99 (C6): 12,319-12,341
- Duplessy JC, Labeyrie O, Blanc PL (1988) Norwegian Sea Deep Water variations over the last climatic cycle: Paleo-oceanographical implications. *Lecture Notes in Earth Sciences*, 16: 83-107
- Endler R, Lackschewitz KS (Eds) (1993) Cruise Report RV "SONNE" Cruise SO82 1992. *Mar Sci Rep, Inst f Ostseeforschung Warnemünde*, 61 pp
- Esquevin J (1969) Influence de la composition chimique des Illites sur cristallinité. *Bull Centre Rech Pau - SNPA* 3(1): 147-153
- Frenzel B, Pécsi M, Velichko AA (eds) (1992) Atlas of paleoclimates and paleoenvironments of the northern hemisphere. Late Pleistocene - Holocene. *Geogr Res Inst Budapest Stuttgart*, 1-153
- Gehrke B, Lackschewitz KS, Wallrabe-Adams H-J (1994) Rezente Sedimentation am mittelozeanischen Reykjanes Rücken (59°N-60°N) - Topographie- und Hydrographie-gesteuerte Ablagerungsprozesse. *Zbl Geol Paläont H* 7/8: 913-925
- Gehrke B (in prep) Zusammensetzung und Verteilung der lithogenen Feinfraktion an spätquartären Sedimenten des mittelozeanischen Reykjanes Rücken. Dissertation, Kiel.
- Gläßer E, Schnütgen A (1986) *Island. Wissenschaftliche Länderkunde Band 28*, Darmstadt, 1-315
- Griffin JJ, Windom H, Goldberg ED (1968) The distribution of clay minerals in the world oceans. *Deep-Sea Res* 15: 433-459
- Grousset F, Latouche C, Parra M (1982) Late Quaternary sedimentation between the Gibbs Fracture Zone and the Greenland Basin: Mineralogical And Geochemical Data. *Mar Geol* 47: 303-330
- Grousset FE, Chesselet R (1986) The Holocene sedimentary regime in the northern Mid-Atlantic Ridge region. *Earth Plan Sci Lett* 78: 271-287
- Hebbeln D, Berner H (1993) Surface sediment distribution in the Fram Strait. *Deep-Sea Res* 40 (9): 1731-1745
- Heim D (1990) *Tone und Tonminerale*. Enke Verlag Stuttgart, 157 pp
- Hein JR, Scholl DW (1978) Diagenesis and distribution of late Cenozoic volcanic sediment in the southern Bering Sea. *Geol Soc America Bull* 89: 197-210
- Heinrich H (1988) Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the Past 130,000 Years. *Quat Res* 29: 142-152
- Hurley PM, Heezen BC, Pinson WH, Fairbain HW (1963) K-Ar age values in pelagic sediments of the North Atlantic. *Geochim Cosmochim Acta* 27: 393-399
- Köhler B (1991) Eigenschaften und Genese von marinen authigenen Smektiten aus aktiven Hydrothermalgebieten. *Berichte - Reports Geol-Paläont Inst Univ Kiel* 47: 1-142
- Krauss W (1986) The North Atlantic Current. *J Geophys Res* 91 (C4): 5061-5074
- Krylov Aya, Silin YuI (1961) Argon dating in marine geology and paleogeography. In Vinogradov AP (ed), *Chemistry of the Earth's crust*, 1: 413-424



- Kübler B (1967) La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. In: Etages Tectoniques, A la Baconnière, Neuchâtel, Suisse, 105-121
- Lackschewitz KS, Ender R, Gehrke B, Wallrabe-Adams H-J, Thiede J (submitt.) Morphology and depositional environment of the Reykjanes Ridge between 59°N-60°N: Evidence for topography- and current-controlled deposition. Deep Sea Res
- Lackschewitz KS, Wallrabe-Adams H-J (submitt.) Composition and origin of volcanic ash zones in late Quaternary sediments from the Reykjanes Ridge: evidence for ash fallout and ice-rafting. Quat Res
- Lackschewitz KS, Eidam J, Mrazek J, Schmidt V (1995a) Geochemical characteristics of sediments from the Reykjanes Ridge (59°N-60°N). Zbl Geol Paläont Teil I 1994, H 1/2: 83-95
- Lackschewitz KS, Gehrke B, Thiede J, Wallrabe-Adams H-J, Baumann K-H, Bonani G, Endler R, Erlenkeuser H, Heinemeier J. (1995b) Late Quaternary northern ice sheets fluctuations: Evidence from short-term variations in the sediment composition of northern North Atlantic sediment cores. Abstracts, p 102, ICP V, Halifax, Canada.
- Labeyrie LD, Juillet-Leclerc A, Kallel N, Blanc PL (1991) Sea level and oceanic thermohaline circulation: Changes over a glacial/interglacial cycle. In: Paläoklimaforschung: Klimageschichtliche Probleme der letzten 130 000 Jahre. (Frenzel B ed), 197-214
- Lange H (1982) Distribution of chlorite and kaolinite in eastern Atlantic sediments off North Africa. Sedimentology 29: 427-432
- Latouche C, Parra M (1979) La sédimentation au quaternaire récent dans le "Northwest Atlantic Mid-Ocean Canyon" - Apport des données minéralogiques et géochimiques. Mar Geol 29: 137-164.
- Martinsson DG, Nicklas GP, Hays JD, Imbrie J, Moore TC, Shackleton NJ (1987) Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000 years chronostratigraphy. Quat Res 27 (1): 1-29
- Mathews DH (1962) Altered lavas from the floor of the eastern North Atlantic. Nature 194: 368-369
- McCave IN, Manighetti B, Beveridge NAS (1995) Circulation in the glacial North Atlantic inferred from grain-size measurements. Nature 374: 149-152
- Meincke J (1983) The modern current regime across the Greenland-Scotland Ridge, In: Bott M et al (eds) Structure and Development of the Greenland-Scotland Ridge. pp 637-650
- Millot G (1970) Geology of Clays. Springer, 1-425
- Mottl MJ, Holland HD (1978) Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater. 1. Experimental results for major and minor components of seawater. Geochim Cosmochim Acta 42: 1103-1115
- Müller G (1967) Methods in Sedimentary Petrology. In von Engelhardt W, Füchtbauer H, Müller G (eds) Sedimentary Petrology, 1. Schweizerbart, Stuttgart, 1-283
- Müller PJ, Schneider R (1993) An automated leaching method for the determination of opal in sediments and particulate matter. Deep-Sea Res 40(3): 425-444
- Parra M (1982) North Atlantic sedimentation and paleohydrology during the Late Quaternary - mineralogical and geochemical data. Oceanol Acta 5(2): 241-248
- Peterson MNA, Griffin JJ (1964) Volcanism and clay minerals in the southeastern Pacific. J Mar Res 22,1: 13-21

- Pfirmann S, Wollenburg I, Thiede J, Lange MA (1989) Lithogenic sediment on Arctic pack ice: Potential aeolian influx and contribution to deep sea sediments. In "Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport" (Leinen M and Sarnthein M Eds) NATO Asi Series C 282: 463-403
- Reid JL (1994): On the total geostrophic circulation of the North Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports. *Prog Oceanog* 33: 1-92
- Roaldset E (1983) Tertiary (Miocene-Pliocene) interbasalt Sediments, NW- and W-Iceland. *Jökull* 33: 39-56
- Ruddiman WF, McIntyre A (1981) The north Atlantic ocean during the last deglaciation. *Palaeogeogr Palaeoclim Palaeoecol* 35: 145-214
- Sarnthein M, Winn K, Jung SJA, Duplessy JC, Labeyrie L, Erlenkeuser H, Ganssen G (1994) Changes in east Atlantic deepwater circulation over the last 30,000 years: Eight time slice reconstructions. *Paleoceanography* 9(2): 209-267
- Shor AN, Lonsdale P, Hollister CD, Spencer D (1980) Charlie-Gibbs Fracture Zone: bottom-water transport and its geological effects. *Deep-Sea Res* 27A: 325-345
- Swift JH (1984) The circulation of the Denmark Strait and Iceland-Scotland Overflow Waters in the North Atlantic. *Deep-Sea Res* 31(11): 1339-1355
- Tómasson J, Kristmannsdóttir, H (1972) High temperature alteration minerals and thermal brines, Reykjanes, Iceland. *Contr Mineral Petrol* 36: 135-146
- Tucholke BE, Fry VA (1985) Basement structure and sediment distribution in Northwest Atlantic Ocean. *Amer Ass Petr Geol Bull* 69(12): 2077-2097
- Vogt PR, Johnsen GL (1975) Transform Faults and Longitudinal Flow Below the Mid-oceanic Ridge. *J Geophys Res* 80: 1399-1428
- Wallrabe-Adams H-J, Lackschewitz KS (Eds) (1993) RV Professor Logachev Research Cruise 09 - Sediment distribution on the Reykjanes Ridge near 59°N. *Geomar Rep* 23: 1-35
- Weaver CE (1959) The clay petrology of sediments. *Clays Clay Min* 6: 154-187
- Weaver CE (1989) Clays, Muds, and Shales. *Developments in Sedimentology* 44, 819 pp
- Weinelt M (1993) Veränderungen der Oberflächenzirkulation im Europäischen Nordmeer während der letzten 60.000 Jahre - Hinweise aus stabilen Isotopen. -Ber Sonderforschungsbereich 313, Univ Kiel, 41: 1-106
- Windom HL (1976) Lithogenous material in marine sediments. In: Riley JP, Chester R (eds) *Chem Oceanogr* 5: 103-135
- Worthington LV, Volkmann GH (1965) The volume transport of the Norwegian Sea Overflow Water in the North Atlantic. *Deep-Sea Res* 12: 667-676
- Worthington LV, Wright WR (1970) North Atlantic ocean atlas of potential temperature and salinity in the deep water including temperature, salinity and oxygen profiles from the Erica Dan cruise of 1962. *Woods Hole Oceanographic Institution Atlas Series* 2: 24 pp

### Table and figure captions

Table 1: Sample locations, water depth and results of clay mineral analysis in surface sediments.

Fig. 1: A: Study area (hatched area) and the modern surface water masses (open arrows) and deep water currents (black arrows) in the northwestern Atlantic Ocean derived from a variety of sources (see text for references). North Atlantic Current = NAC, East Greenland Current = EGC, Iceland-Scotland Overflow Water = ISOW, Denmark Strait Overflow Water = DSOW. B: Bathymetry (in m) of the study area and locations of surface samples and core discussed in text (modified after Lackschewitz et al. submitt.). Site SO82-1 is located outside the map. Numbers refer to sample numbers in Table 1.

Fig. 2: Oxygen isotope record (*G. bulloides*) of core SO82-5 from the Reykjanes Ridge. Arrows show the levels of accelerator mass spectrometer (AMS) radiocarbon-dated samples.

Fig. 3: Distribution pattern of clay minerals of surface samples (without SO82-1) in the study area, (a) smectite and (b) illite. Numbers refer to sample numbers in Table 1. Thick lines: black = 1000m, dark grey = 1200m, light gray = 1400 m; Thin line: black = 1600m; Hachures downhill.

Fig. 4: Clay content (given as weight % of total dry weight), clay mineral assemblages (given as relative %) and quartz/feldspar ratio of core SO82-5. H1 - H6 show the well-known 'Heinrich Events' in the North Atlantic.

Table 1

Sample	Station	Latitude	Longitude	Water depth (m)	Clay wt.-%	Sand/clay ratio	Smectite %	Illite %	Kaolinite %	Chlorite %	Quartz/feldspar ratio
1	SO82-1	59°30.58' N	31°29.62' W	1867	7.3	11.50	63	13	10	14	4.49
2	SO82-2	59°21.44' N	31°05.18' W	1730	36.2	0.41	67	15	6	12	1.54
3	SO82-3	59°19.64' N	31°08.36' W	1774	23.6	1.85	68	14	6	12	1.78
4	SO82-4	59°05.75' N	30°28.72' W	1503	39.7	0.46	66	10	9	15	1.14
5	SO82-5	59°11.14' N	30°54.28' W	1394	64.8	0.37	69	10	7	14	1.02
6	SO82-6	59°09.45' N	30°45.95' W	1120	7.4	8.08	29	43	13	15	4.30
7	SO82-7	59°00.71' N	30°36.12' W	1580	65.4	0.16	21	52	13	14	6.88
8	LO09-2	59°10.02' N	30°20.16' W	1719	35.7	0.64	65	8	10	17	0.99
9	LO09-3	59°07.29' N	30°32.16' W	1254	42.1	0.37	64	11	8	16	0.87
10	LO09-4	59°08.75' N	30°36.57' W	1335	36.5	0.77	63	11	9	18	0.96
11	LO09-6	59°09.36' N	30°41.81' W	1375	33.6	0.99	67	8	8	17	0.92
12	LO09-7	59°11.95' N	30°48.32' W	1451	38.9	0.40	62	14	6	17	0.94
13	LO09-8	59°15.56' N	30°53.91' W	1332	39.6	0.36	61	8	10	21	1.14
14	LO09-9	59°12.30' N	31°05.94' W	1493	31.1	1.18	62	10	9	18	0.95
15	LO09-10	59°07.58' N	30°53.96' W	1380	33.4	0.97	61	13	8	18	0.90
16	LO09-14	58°56.33' N	30°24.53' W	1719	56.6	0.01	73	8	7	13	0.88
17	LO09-15	58°54.73' N	30°20.44' W	1201	7.6	11.37	53	25	9	12	2.35
18	LO09-16	58°54.10' N	30°22.44' W	1622	38.7	0.50	68	10	9	14	0.99
19	LO09-17	58°54.89' N	30°32.84' W	1396	39.5	0.50	65	10	8	16	1.06
20	LO09-18	58°58.05' N	30°40.79' W	1472	49.7	0.11	69	7	8	17	0.86
21	LO09-19	59°00.61' N	30°47.91' W	1240	45.9	0.28	67	6	9	18	0.86
22	LO09-20	59°04.91' N	30°58.64' W	1396	40.4	0.63	64	8	10	19	1.00
23	LO09-21	58°56.51' N	30°45.19' W	1437	50.5	0.13	65	11	7	17	0.89
24	LO09-22	58°56.19' N	30°52.58' W	1139	42.1	0.35	62	10	9	20	0.88
25	LO09-23	59°01.82' N	31°06.89' W	1422	40.9	0.37	67	9	7	16	1.00

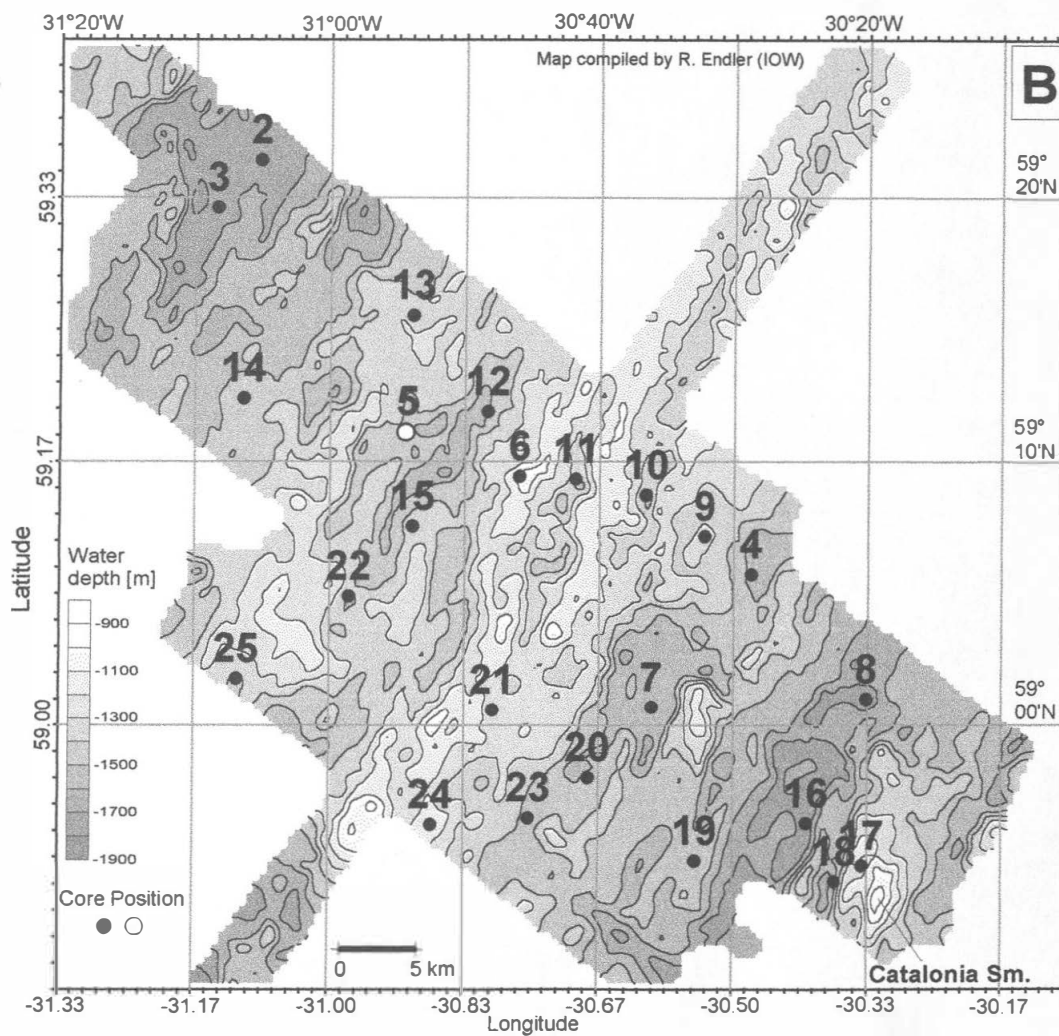
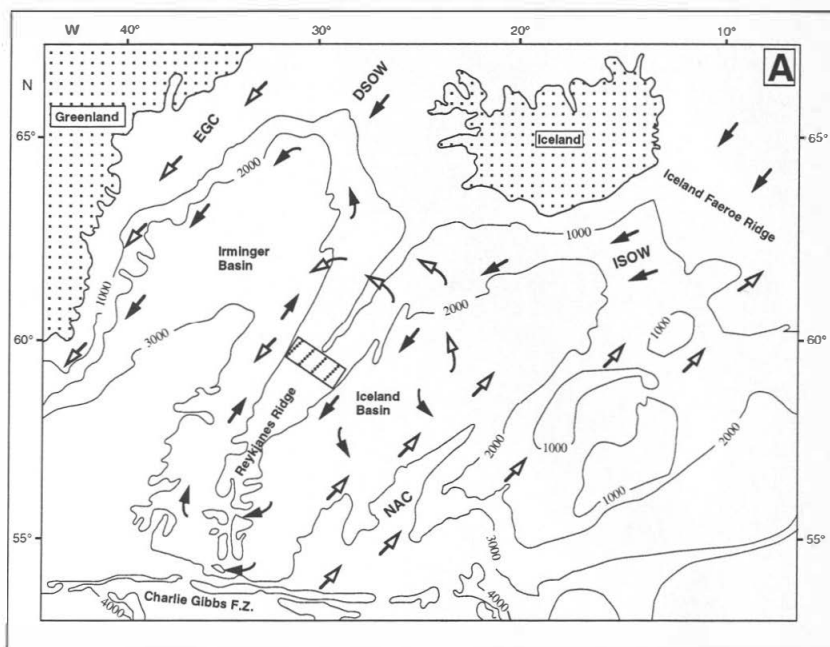


Fig. 1

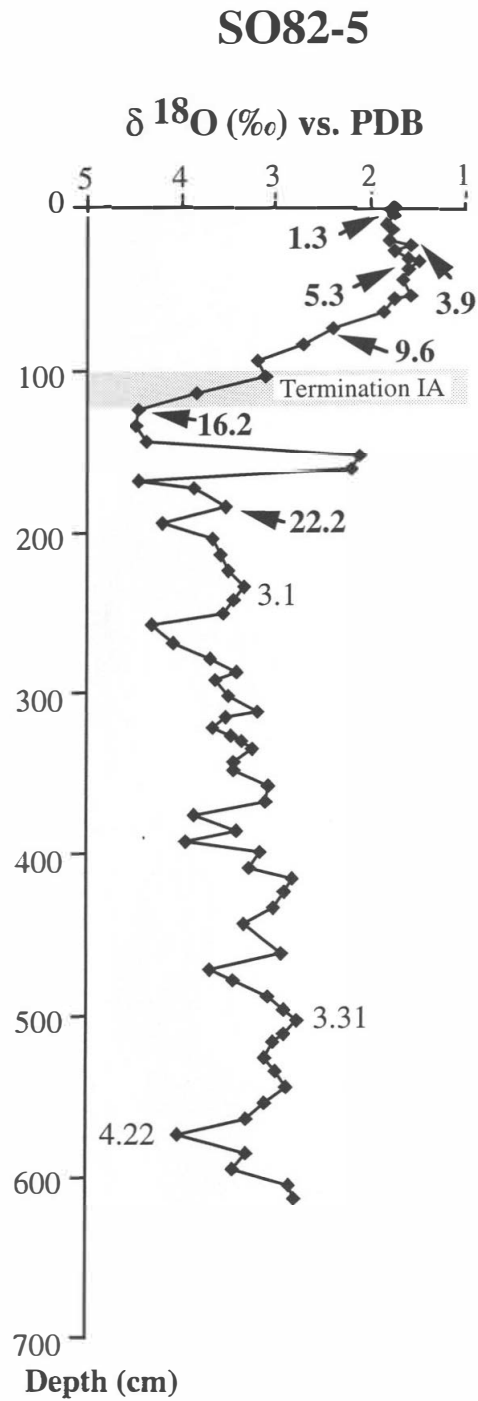


Fig. 2



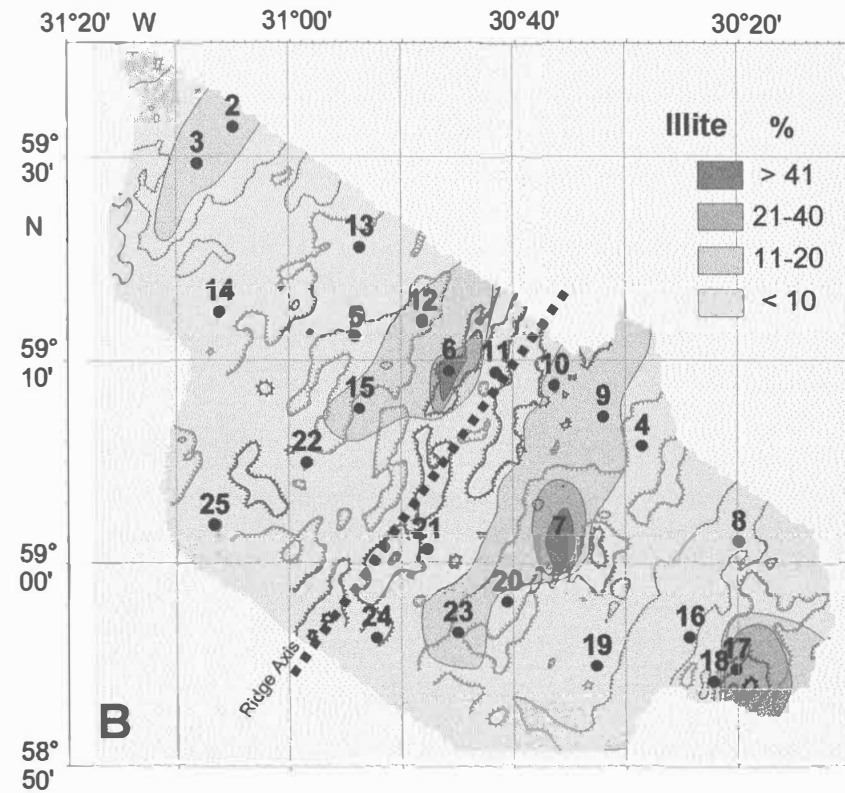
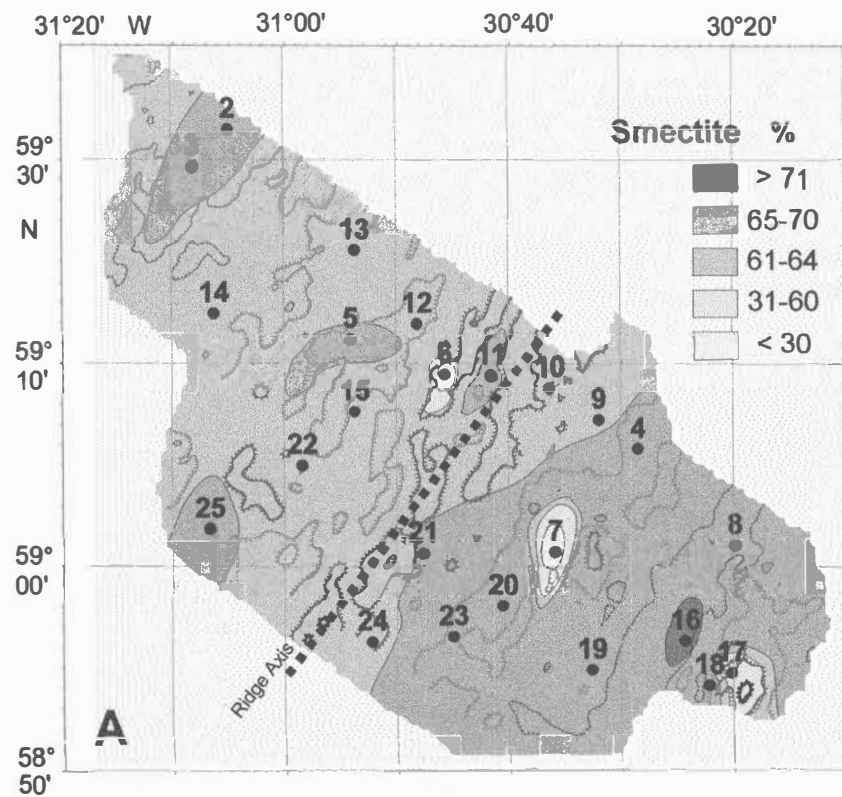


Fig. 3

# SO82-5

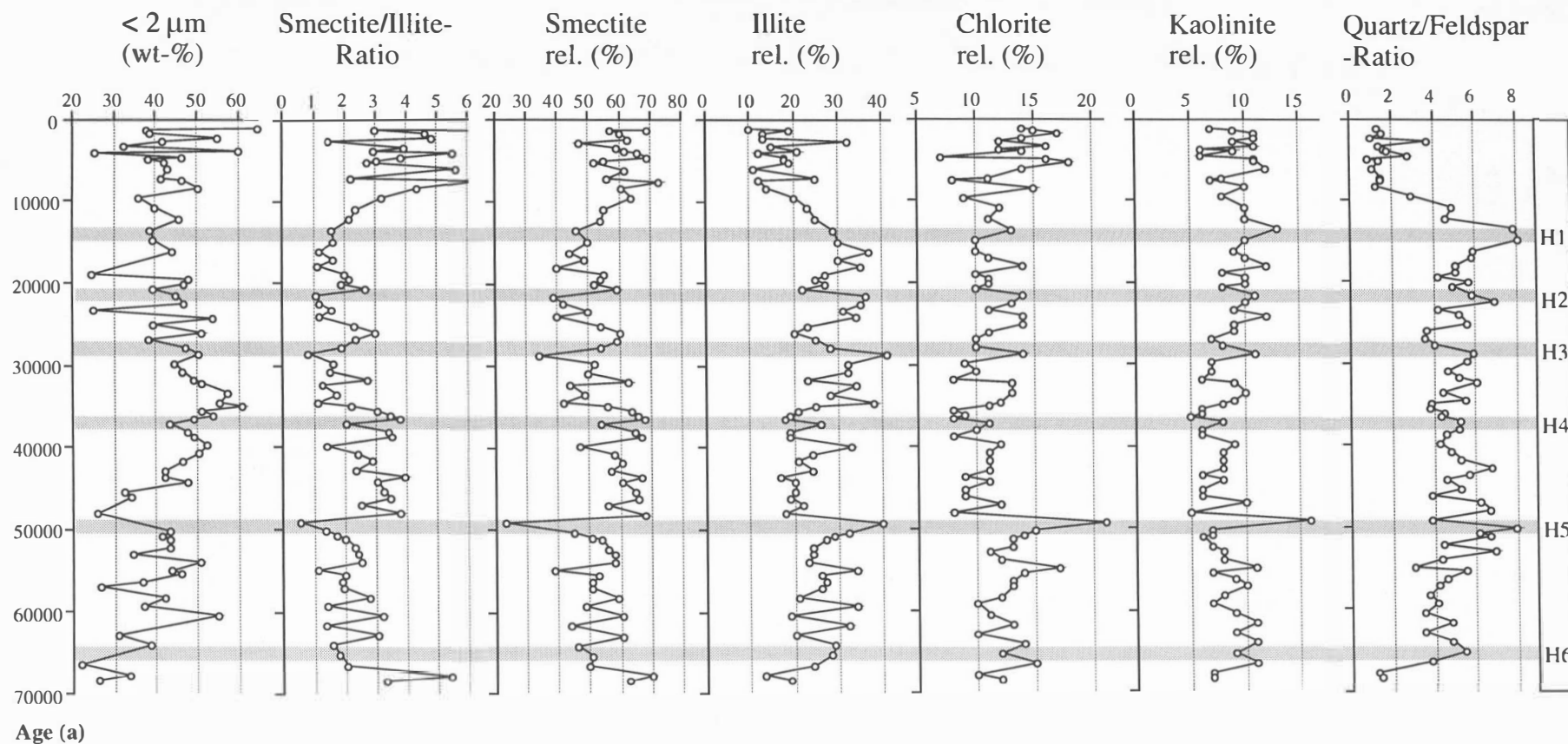


Fig. 4

### 3.2.3 Composition and origin of volcanic ash zones in Late Quaternary sediments from the Reykjanes Ridge: Evidence for ash fallout and ice-rafting

Klas S. Lackschewitz and Hans-Joachim Wallrabe-Adams

*GEOMAR Research Center for Marine Geosciences, Wischhofstrasse 1-3, D-24148 Kiel, Germany*

*(zum Druck eingereicht bei: Quaternary Research)*

#### ABSTRACT

Seven Quaternary volcanic ash zones including the well-known ash zones AZ I and AZ II have been investigated in five well-dated sediment cores from the Reykjanes Ridge between 59° to 60°N. The zones were defined on their geochemical composition and morphological variation of the particles and on the stratigraphic position in the records. The ash zones AZ I and AZ II show a mixture of colorless bubble wall shards and brown blocky glasses whereas the ash zones VZ 1 to 5 are composed of dark to light brown volcanic glasses ranging in shape and texture from blocky, nonvesicular shards to crenate, highly vesicular, pumiceous types. The colorless shards are low-K rhyolitic glasses with about 3.4 wt.-% K<sub>2</sub>O at 71.5 wt.-% SiO<sub>2</sub> in AZ I and with about 3.75 wt.-% K<sub>2</sub>O at 73.4 wt.-% SiO<sub>2</sub> in AZ II. The dark brown glass shards of the ash zones VZ 1 to 5 represent subalkalic and low-K subalkalic basaltic series. Geochemical correlation of the ash zones with possible source areas indicates that they all derived from Iceland. The Southern Transgressive Zone on Iceland is the most important source with abundant volcanoclastics being produced by subaerial/subglacial eruptions and secondary erosion of volcanic rocks. Explosive volcanism on Iceland is manifested by marine ash layers AZ I and AZ II. Most of the ash layers VZ 1 to 5 coincide chronologically with peak abundances of coarse ice rafted material (IRD) from our sediment cores indicating that most of this volcanic glass was incorporated into the Icelandic Ice Sheet and released to the ocean by iceberg calving and subsequent melting. However, two ash layers in VZ 1 and VZ 5 have no correlatives in the IRD-record suggesting that they were probably transported by sediment gravity flows.

#### INTRODUCTION

Marine sediments often comprise a significant portion of volcanic material. This can take the form of dispersed ash within sediments, discrete ash layers, volcanoclastic turbidites, or be within volcanoclastic mass flows (Kennett, 1981; Fisher and Schmincke, 1984; Cas and Wright, 1987). Submarine volcanoclastic deposits can be formed through submarine and/or subaerial eruptions. Previous studies have shown that volcanoclastic particles are often one of the main constituents in some sections of the northern Mid-Atlantic Ridge sediments (Lackschewitz and Wallrabe-Adams, 1991; Lackschewitz *et al.*, 1994). Different shard forms are here the result of effusive and explosive eruptions. Ash particles in marine sediments from the North Atlantic were first identified by Bramlette and Bradley (1941). The general distribution of three silicic deep sea tephra layers in the North Atlantic (named Ash Zones 1, 2 and 3) have been mapped and correlated by Ruddiman and Glover (1972). Most previous work has been carried out on the widespread Ash Zone I which is derived from a major eruption on Iceland (Norrdahl and Haflidason, 1992; Björck *et al.*, 1992). These studies were primarily land-based, though sediment cores containing marine ash layers correlated with this eruption have been studied in detail by Lacasse *et al.* (1995). From the dispersal pattern of

this ash it was suggested that subaerial ash fallout and ice-rafting are the main transport processes. However, there is little information about sediment layers containing basaltic glass shards, although Bond and Lotti (1995) have shown a correspondence between the input of lithogenic ice-rafted detritus (IRD) and peak abundances of basaltic glass shards.

The purpose of this study is to determine volcanic fragmentation and transport processes of the Late Quaternary ash zones from the Reykjanes Ridge and to correlate them with their submarine and/or subaerial sources. Because the amounts of coarse lithogenic material in cores from the North Atlantic indicate that deposition from ice-rafting was a dominant sedimentation process during various intervals in the Late Quaternary, a main objective is to explore possible linkages (as suggested by Bond and Lotti, 1995) between peak abundances of volcanic glass shards and an increase in ice-rafted debris. These investigations are based on (1) mineralogical (2) textural (3) chemical and (4) temporal parameters.

## REGIONAL SETTING

The Reykjanes Ridge is a section of the Mid-Atlantic Ridge south of Iceland extending southward from about Latitude 64°N to the Bight Fracture Zone at 56°45'N. The study area is located between 58°90' and 59°30'N on the Reykjanes Ridge approximately 450 km distant from Iceland, the nearest subaerial volcanically active region. Another region of subaerial volcanism is the Azores, approximately 2200 km to the south. The volcanic activity in the active spreading center of the study area is characterized by en echelon axial volcanic ridges (AVR's) separated by valleys (Lackschewitz *et al.*, unpublished data). The Reykjanes Ridge is a slowly spreading ridge with a spreading rate of < 2cm/a (Tucholke and Fry, 1985). South of 61°N submarine basalts show characteristics of mid-oceanic ridge basalts, whereas north of 64° the magma composition shows a contribution of Iceland hot spot material (Schilling *et al.*, 1983; Schilling, 1986).

## MATERIAL AND METHODS

Five sediment cores from the Reykjanes Ridge between 59° to 60°N were selected for this study (Fig. 1, Tab. 1). A detailed comparison of the sedimentological records allows the recognition of local features such as turbidites. Giant gravity cores SO82-2, -5, -7, LO09-23 and gravity core LO09-21 were collected during the RV *Sonne* Cruise 82 (SO82) and the RV *Professor Logachev* cruise 09 (LO09). All cores consist of Late Quaternary hemipelagic muds. Detailed core descriptions are given in Endler and Lackschewitz (1993) and Wallrabe-Adams and Lackschewitz (1993). As reference material for recent active volcanism basaltic glass from the surface sediments of LO09-6 box corer was investigated.

The sediment samples were freeze-dried, weighed and washed through a 63 µm sieve. Grain size of glass shards were determined in the >63 µm fraction. A split (>500 grains) of the 125-500 µm fraction was studied and counted for biogenic, terrigenous and volcanic components. From some samples the settling velocity distribution was determined to evaluate the influence of transport processes. The method is described by Oehmig and Wallrabe-Adams (1993), Oehmig and Michels (1994) and Michels (1995).

Major element compositions of fresh volcanic glass particles were determined using a CAMECA SX50 electron microprobe. The operation conditions were an accelerating voltage of 15 kV and 6 nA beam current. The natural glass standards JDF-D2 (MORB-glass) and LIPARI (obsidian, Lipari, Cannett Lami lava) were used for calibration. Several additional



basaltic and rhyolitic glass standards of known composition (e.g. KN 18, VG-2, 864-M1-05, 89/15GLBX) were analyzed periodically to monitor the accuracy of the microprobe.

Microprobe analyses were done on 536 single glass shards. In order to effectively average compositional heterogeneities, up to 5 points were analyzed on each glass particle; 10 to 20 individual glass particles were analyzed for each ash deposit. The data presented are averages of these analyses (Tab.2 and 3).

## RESULTS

### *Composition of ash layers*

Considerable amounts (up to 10 wt.%) of volcanic glass in the surface sediments occur only at site LO09-6 located on the ridge axis between two AVR's. The glass shards are light to dark brown, showing vesicle free blocky and splintery particle shapes. The particle shapes indicate a hydroclastic origin. All the shards have sharp angular surfaces, suggesting no mechanical erosion due to transport. Most of the glass looks fresh but a portion is altered to reddish and white colors.

Two types of ash deposits can be distinguished in the sediment cores based on structure and modal composition:

- discrete ash layers = > 35% glass particles
- dispersed ash layers = < 35% glass particles

From lithological description of the cores (Endler and Lackschewitz, 1993; Wallrabe-Adams and Lackschewitz, 1993) three discrete ash layers during the last 70,000 yrs were identified. A discrete ash layer with dark brown volcanic glass occurs in core LO09-23 at 505 cm core depth. Two discrete ash layers are visible in core SO82-5 of 181 cm and 493 cm depth. The latter is identified as AZ II whereas the layer at 181 cm is a lense of coarse dark brown volcanic glass. This layer seems to correlate with a discrete ash layer in another core (LO09-10; Fig. 1) from the study area (Wallrabe-Adams and Lackschewitz, 1993).

The ash layers and ash zones of the deeper core sections can be roughly distinguished on their particle characteristics. AZ I and AZ II are characterized by a bimodal composition comprising brown and colorless glass shards whereas volcanoclastic zones VZ 1 to 5 contain dominantly brown particles. A "background noise" of very low amounts of colorless glass is visible in all samples. The dark to light brown volcanic glass ranges in shape and texture from blocky, nonvesicular shards to crenate, highly vesicular, pumiceous types. The colorless glass has a characteristic form of flat and cusped, curved bubble wall shards. This transparent glass indicates a high silica composition (> 60 % SiO<sub>2</sub>; Schmincke, 1981). Colorless glass is a rare constituent in the dispersed ash-rich pelagic sediments, but the dominant component of the discrete ash layer AZ II.

The average medium diameter of the glass particles in the ash deposits is approximately  $390\mu\text{m} \pm 150\mu\text{m}$  (fine to medium sand). While the minimum grain sizes of glass particle show a similar range from 100 to 200  $\mu\text{m}$ , maximum grain sizes vary strongly from 400 to 1400  $\mu\text{m}$ .



### *Distribution of ash zones*

The relative ages of the ash layers in our cores were determined through their position in the chronostratigraphy provided by the  $\delta^{18}\text{O}$  record and radiocarbon datings taken from Lackschewitz *et al.* (unpublished data) (Fig. 2, Tab. 2). The cores record the last glaciation and the Holocene, spanning 70,000 yr B.P. to present. Age determinations of the cores are based on correlation to the orbitally tuned isotope record (Martinson *et al.*, 1987) and AMS  $^{14}\text{C}$  datings. In addition, we have identified Ash-zone I and II (AZ I and II) in most of the cores but only the discrete AZ II (ca. 57,500 yr B.P. by Ruddiman and McIntyre, 1984) provides additional age control. AZ I does not occur as a discrete ash layer, but is generally dispersed in the sediment. In most of the cores the glass shards of AZ I are mixed by bioturbation within a depth interval of up to 40 cm, representing a time interval of 4000 yr. Ruddiman and Glover (1972) demonstrated that such layers can be strongly modified by bioturbation, with ash particles being transported vertically in the stratigraphic sequence. Nevertheless, downcore ash records reveal characteristic variations that can be correlated between the cores (Fig. 3). However, we have not been able to correlate single ash peaks and therefore, the ash layers have been divided into several chemically similar groups based on time-equivalent intervals with similar peaks. Assuming a maximum age uncertainty of  $\pm 2000$  yr between 55,450 yr B.P. (isotopic event 3.31) and 30,000 yr B.P. derived from a limited stratigraphic resolution, it is possible to clearly correlate seven ash zones including AZ I and II. From our results the ash zones are documented for following time intervals: AZ II (57,500 to 56,000 yr B.P.), VZ 5 (52,500 to 46,200 yr B.P.), VZ 4 (45,500 to 41,000 yr B.P.), VZ 3 (41,000 to 36,500 yr B.P.), VZ 2 (36,500 to 29,800 yr B.P.), VZ 1 (28,400 to 20,000 yr B.P.) and AZ I (13,600 to 8200 yr B.P.). Although peak values are different from core to core, highest ash content (up to 56%) was generally measured in AZ II. In core SO82-5, a brief event (X in Fig. 3) was observed in VZ 1 at 23,200 yr B.P., characterized by high amounts of ash particles (86.8 grain %). Significant minima in glass content were identified in all cores between 20,000 to 15,000 yr B.P., which roughly corresponds to the Last Glacial Maximum (LGM), and from 8000 yr B.P. to present.

### *Major element composition of recent glass particles and Quaternary tephra zones AZ I, AZ II and VZ 1 to VZ 5*

The chemical composition of the light to dark brown fresh glass shards from site LO09-6 is that of normal tholeiitic mid-ocean ridge basalts (MORB, Tab. 3, Fig. 4). However, compared to analyses of MORB's by Schilling *et al.* (1983) some differences occur. In general the concentrations of  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  and  $\text{K}_2\text{O}$  are somewhat higher in LO09-6 glass,  $\text{FeO}$  and  $\text{MnO}$  concentrations are nearly similar, whereas  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  and  $\text{CaO}$  are lower compared to the MORB's (Tab. 3, Fig. 6).

These differences may be due to the fact that Schilling *et al.* (1983) analyzed whole rocks, having a more primitive composition because they contain early phases of crystallisation (e.g. phenocrysts) in contrast to the analyses of more evolved glass in the present study.

In the marine records two groups of chemical compositions were distinguished: a rhyolitic group enclosing the colorless tephra particles of AZ I and AZ II and a basaltic group consisting of the brown particles of AZ I and II and VZ 1 to 5 (Fig. 4). Intermediate compositions were rare. The average composition and standard deviation of each group are given in Tab. 4.

After Sigurdsson and Loebner (1981) all of the rhyolitic glass shards analyzed belong to the low potassium series ( $K_2O < 3.8 \text{ wt.}\%$ ) and are rhyolites containing from 70 to 76 wt%  $SiO_2$  and total alkali of between 6.5 and 9.0 wt%. The brown glass shards of all ash zones are of basaltic composition ( $SiO_2$  45 to 52 wt%, total alkali 1.5 to 5.0 wt%) and belong to the sub-alkali and low-K sub-alkali series.

Differences between the rhyolitic AZ I and AZ II components and between the basaltic AZ I and AZ II components are apparent. The rhyolitic glasses of AZ I have lower average  $SiO_2$  (71.51 versus 73.38 wt%) and higher average FeO (3.67 versus 2.45 wt%),  $TiO_2$  (0.26 versus 0.17 wt%)  $Al_2O_3$  (13.75 versus 12.07 wt%) and CaO (1.31 versus 0.41 wt%) contents compared to AZ II. The AZ I basaltic glasses are lower in  $TiO_2$  (1.94 versus 2.93 wt%), FeO (11.65 versus 13.02 wt%),  $Na_2O$  (2.30 versus 2.59 wt%),  $K_2O$  (0.29 versus 0.46 wt%) and much lower in  $P_2O_5$  (0.14 versus 0.65 wt%) than the AZ II basaltic glasses.

The basaltic glasses of VZ 1 to VZ 5 show similar average compositions, except for VZ 4, which has the lowest average  $TiO_2$  (1.75 wt%) and highest MgO (7.36 wt%) content, this is comparable to the basaltic component of AZ I. The highly vesicular shards of the major peak in VZ 1 (X) (Fig. 3) shows the highest average  $TiO_2$  content of all analysed glasses (3.39 wt%). FeO is higher and  $Al_2O_3$ , MgO and CaO are lower than in VZ 1 to 5. They all belong to the subalkalic and low-K subalkalic series.

## DISCUSSION AND CONCLUSIONS

### *Sources of the volcanoclastic particles*

Some studies focussing on Ash Zone I have been made by Ruddiman and Glover (1972, 1975), Kvamme *et al.* (1989), and Lacasse *et al.* (1995), whereas no detailed studies have been carried out on volcanic material in sediments from the last glacial period. In our study a rough correlation between the chemical composition of shards and of volcanic rocks in potential source areas will enable the evaluation of transport and depositional processes which caused volcanoclastic particles to be accumulated in the study area.

Active volcanic areas in the North Atlantic region which could act as sources for the volcanic particles in the ash zones are Iceland, the Azores and the mid-ocean ridge. Iceland is known for its highly explosive volcanism since Tertiary times, producing widely distributed silicic tephra (Desrairies *et al.*, 1989; Bitschene *et al.*, 1989; Lacasse *et al.*, unpublished data; Werner *et al.*, unpublished data). The Azores, 2200 km south of the study area, have also contributed tephra to the marine sedimentary record in the North Atlantic (Walker and Croasdale, 1970; Self, 1976). Large amounts of volcanoclastic material can be formed by submarine eruptions along mid-ocean ridges (Lackschewitz *et al.*, 1995). Secondary processes like sediment gravity flows can distribute volcanoclastic material from the active volcanic centers on Iceland to the surrounding areas (Lacasse *et al.*, 1995). On the basis of the chemical composition a comparison of particles and sources is made below. Figures 5 and 6 show the FeO/ $SiO_2$  distributions of AZ I and II and the  $TiO_2$ /MgO and  $TiO_2$ / $K_2O$  distributions of VZ 1 to 5 and the general compositions of Icelandic and Azores rocks. In addition, the fields of Reykjanes Ridge basalts (Fig. 6) and particular volcanic systems on Iceland (Hekla, Katla, Vatnafjöll, Fig. 6B) are plotted.

The basaltic glass shards of LO09-6 probably originate from recent volcanism at the ridge axis. That the Reykjanes Ridge is a possible source area of this tephra, is supported by the major element composition. In particular the low potassium content of the basaltic series ( $< 0.1 \text{ wt.}\%$ ) is typical for the ridges north and south of Iceland (Schilling *et al.*, 1983; Devey *et*

*al.*, 1994). Because of their higher potassium concentrations the basaltic series of the Late Quaternary ash zones are incompatible with an MORB source but show an affinity to other magmatic provinces.

#### *AZ I and II*

The majority of the analyses are clustered in the basaltic and the rhyolitic part of the Icelandic trend representing the typical end members of this suite (Fig 5). The Azores rock suite has in part a different composition and does not contain rhyolitic types. In contrast to the basaltic analyses which build a more homogeneous cluster, the rhyolitic compositions of AZ I and AZ II are quite different in terms of e.g. FeO. The rhyolitic shards may therefore originate from volcanic systems on Iceland. From the composition of silicic tephra from Icelandic volcanic systems the AZ I shards are comparable in composition with the Katla Volcanic System (Larsen, 1981). Recent detailed investigations by Lacasse *et al.* (1995) support this result. Assigning the AZ II shards to a particular volcano is more difficult. The shards cannot be attributed to a single volcanic system. They may correspond to the composition of Torfajökull area in Southern Iceland, in particular to that of the Kirkjufell formation (Grönvold *et al.*, in press). In summary, the Southern Transgressive Zone of Iceland is the source area of AZ I and II tephra.

From the particle form and rhyolitic composition the ash deposits of tephra layers AZ I and II were formed as the result of highly explosive plinian or ultra-plinian eruptions on Iceland, causing the observed high degree of fragmentation and wide dispersal of glass shards. In the study area only AZ II occurs as a discrete ash layer deposited by fall out.

#### *VZ 1 to 5*

The volcanoclastic shards of VZ 1 to 5 are of basaltic composition with elements spanning a relatively wide range, e.g. SiO<sub>2</sub> (46 wt% to 52 wt%), TiO<sub>2</sub> (<1 wt% to >5 wt%) and MgO (4 wt% to 9 wt%) and are comparable with the majority of the basaltic rocks from Iceland (Fig 6). The TiO<sub>2</sub>/K<sub>2</sub>O diagram demonstrates that an Azores affinity for VZ 1 to VZ 5 can be excluded. In the TiO<sub>2</sub>/MgO diagram only half of the analyses correspond to Azores rock distributions but all follow the Icelandic trend.

All volcanoclastic zones (VZ) occur in a similar compositional range but the major peak X of VZ 1 (Fig.3, s. core SO82-5) plots in a cluster comparable with the compositions of the Hekla and Vatnafjöll volcanic systems (Fig. 6B).

The majority of shards in VZ 1 to 5 are a mixture of all types, from dense blocky shards which are typical of hydroclastic fragmentation processes (e.g. steam explosion, cooling granulation) to highly vesicular shards. Only the major peak (X) within VZ 1 contains a larger amount (15 %) of vesicular or pumice-like shards produced by pyroclastic processes. These particles are not likely to have been generated at the mid-ocean ridge because of the great water depth (> 1500 m) and the basaltic composition. The restricted regional distribution also makes deposition by subaerial fallout unlikely. More likely a secondary sediment gravity flow may have accumulated this distinct lense of ash. During transport the easier movable vesicular shards were concentrated in this layer. The similarity of the chemical composition with the Hekla/Vatnafjöll volcanic systems may be the result of this hydrodynamic process. Another shard enriched horizon is indicated by a strong peak in VZ 5 (Fig. 3) of cores SO82-5 and LO09-23. This concentration of blocky volcanoclastic particles is likewise probably generated by redeposition processes. An indication of redepositonal processes is given by the settling velocity distributions of both sediments VZ I (X) and VZ V of core SO82-5 (Fig. 7). The settling velocity distribution of these ash-enriched sediments indicates the effect of sediment admixture from sediment gravity flows. The PSI curves are characterized by a steep flank on the left side (maximum range of movable coarse, quickly settling particles) and a

strong peak as the result of sorting while transport. Settling velocity experiments on mid-ocean ridge sediments have documented the general influence of secondary transport processes (Oehmig and Wallrabe-Adams, 1993; Wallrabe-Adams *et al.*, 1995).

#### *Transport of ash particles in the study area*

The distribution of the ashes in our cores is due to volcanic, atmospheric and marine processes. Such processes are themselves influenced by, amongst others, mode of eruption, eruption energy, wind direction and velocity, ocean current directions, ice cover and sedimentation rates. Moreover, volcanoclastic material can be remobilized as slides and transformed into turbidity currents or mass flows. Since the host sediment of our cores show little evidence of disturbance other than bottom reworking and bioturbation (Endler and Lackschewitz, 1993; Wallrabe-Adams and Lackschewitz, 1993) the layers seem not to be turbiditic. The large distance to potential source areas and the Icelandic composition of the shards support the hypothesis that most of the ash layers are ice-rafted detritus (IRD). Ruddiman and Glover (1972) have suggested that the distribution of AZ I is the result of sea-ice transport. However, AZ I is also present in the marine sediments of the Norwegian-Greenland Sea and of western Norway, as the well-known "Vedde ash" (Mangerud *et al.*, 1984). From Iceland this tephra spread eastward covering the Iceland Plateau and the southern part of the Norwegian Sea as a distinct ash layer, whereas a portion of the tephra was rafted by sea ice and/or icebergs into the central North Atlantic and deposited as the dispersed Ash Zone I (Lacasse *et al.* 1995; Fig. 9A). AZ II was only found in the marine sediments from the North Atlantic. Therefore, the tephra of AZ II seems to have been transported southward by high-altitude northern trade winds and then deposited as a distinct ash fallout. The occurrence of fine ash and dust from AZ II in the Central Greenland Ice Core GRIP (Grönvold *et al.*, in press) could have been strongly controlled by winds in the upper atmosphere or stratosphere. The pronounced peaks of AZ II in our cores indicate a period with at least seasonally open water, thus permitting the ash particles to reach the sea floor in a short period of time. This has already been proposed for the Norwegian-Greenland Sea ash layers from interglacial stages (Sigurdsson and Loebener, 1981; Sejrup *et al.*, 1989; Sjøholm, 1991; Lackschewitz, 1991). In addition, calcium carbonate values of up to 20 wt% and large numbers of temperate planktic foraminifers and coccoliths are found in this interval, indicating high carbonate shell production in warmer surface water masses (Lackschewitz *et al.*, unpublished data). Large amounts of coarse lithogenic material in the same time-interval (Fig. 8) suggest that some ice melting must have occurred in the northwestern North Atlantic during this time interval. In this case, we postulate that the deposition of AZ II is a combination of primary fallout and secondary input by melting from icebergs (Fig. 9 C).

When comparing the records of coarse ice-rafted debris ( $>63 \mu\text{m}$ ) from the sediment cores of Lackschewitz *et al.* (unpublished data) with the ash records, the general coincidence of ash maxima and maximum IRD input is striking (Fig. 8). The IRD data are presented as IRD accumulation rates ( $\text{g/cm}^2 * 10^3 \text{ yr}$ ) because they are considered to be an excellent measure of the iceberg output from continental ice sheets (Bond *et al.*, 1992; Baumann *et al.*, 1995). The distinct peaks in IRD accumulation rates in the present cores indicate that deposition from ice rafting was a major sedimentation process in the North Atlantic during various intervals in the last glacial. Bond and Lotti (1995) demonstrated that prominent ice-rafting events occurred roughly every 2000 to 3000 yr during the last glacial period. Lackschewitz *et al.* (unpublished data) reported similar results for the studied cores. It is possible to clearly correlate the ash peaks in VZ 4, VZ 3, VZ 2, AZ 1 and most of the ash peaks in VZ 1 with the IRD-AR peaks. This coincidence strongly implies that the ash particles of these ash zones were rafted by icebergs from Iceland south into the central North Atlantic and deposited together with other coarse grains, e.g. quartz, feldspar and rock fragments, as dispersed ash layers during the Middle and Upper Weichselian (Fig. 9 B). These layers seem to be an



indication for an Icelandic glaciation with extremely active erosion. According to Jones (1969; 1970) and Moore & Calk (1991) numerous subglacial eruptions are another major process which can produce large volumes of volcanoclastic glaciomarine sediments. Only the two ash peaks VZ 1 (X) and VZ 5 have no correlating IRD-AR peaks supporting our hypothesis that they were transported by sediment gravity flows.

## ACKNOWLEDGEMENTS

We acknowledge the assistance and excellent cooperation of R/V Sonne's and R/V Professor Logachev's crews and masters during the cruises SO-82 and LO09. We thank J. Freitag for technical assistance at the microprobe. L. Dehn, B. Heinze, K. Horz, H. Kasch, F. Lindemann and T. Schumann helped with sample preparation and evaluation. J. Baas and R. Werner gave valuable comments and suggestions. S. Kinsey kindly improved the English of the manuscript. This study was financially supported by the *Bundesminister für Bildung und Forschung* (Grant 03 R 619 A).



## REFERENCES

- Andrews, J.T., Erlenkeuser, H., Tedesco, K., Aksu, A.E., and Jull, A.J.T. (1994). Late Quaternary (Stage 2 and 3) meltwater and Heinrich events, Northwest Labrador Sea. *Quaternary Research* **41**, 26-34.
- Baumann, K.-H., Lackschewitz, K.S., Mangerud, J., Spielhagen, R.F., Wolf-Welling, T.C.W., Henrich, R., and Kassens, H. (1995). Reflection of Scandinavian ice sheet fluctuations in Norwegian Sea sediments during the past 150,000 years. *Quaternary Research* **43**, 185-197.
- Bitschene, P.R., Schmincke, H.-U., and Viereck, L. (1989). Cenozoic ash layers on the Vøring Plateau (ODP Leg 104). In (Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E., et al., Eds), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results Vol. 104*, pp. 357-366, College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Björck, S., Ingolfsson, O., Haflidason, H., Hallsdottir, M., and Anderson, N.J. (1992). Lake Torfadalsvatn: a high resolution record of the North Atlantic ash zone I and the last glacial-interglacial environmental changes in Iceland. *Boreas* **21**, 15-22.
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G., and Ivy, S. (1992). Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature* **360**, 245-249.
- Bond, G.C., and Lotti, R. (1995). Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. *Science* **267**, 1005-1010.
- Bramlette, M.N., and Bradley, W.H. (1941). Geology and biology of North Atlantic deep-sea cores between Newfoundland and Ireland: I. Lithology and geologic interpretation. *United States Geological Survey Professional Papers* **196-A**, 1-34.
- Cas, R. A. F., and Wright, J.V. (1987). Volcanic Successions, modern and ancient. Unwin, London, .
- Desprairies, A., Maury, C., R., Joron, J.-L., Bohn, M., and Tremblay, P. (1989). Distribution, chemical characteristics, and origin of ash layers from ODP Leg 104, Voring Plateau, North Atlantic. *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results* **104**, 337-356.
- Devey, C. W., Garbe-Schönberg, D., Stoffers, P., Chauvel, P., and Mertz, D. F., (1994). Chemical effects of dynamic melting beneath ridges: reconciling major and trace element variations in Kolbeinsey (and global) MORB. *Journal of Geophysical Research*, **99/B5**, 9077-9095.
- Endler, R., and Lackschewitz, K.S. (1993). RV "SONNE"-Cruise SO82. - SO82A: Geophysical investigations along the Reykjanes Ridge, North Atlantic; SO82B: Sedimentation pattern of the Reykjanes Ridge, North Atlantic. *Meereswissenschaftliche Berichte*, Institut für Ostseeforschung Warnemünde, **5**.
- Fisher, R. V., and Schmincke, H.-U. (1984). Pyroclastic Rocks. Springer, Berlin.
- Grönvold, K., Óskarsson, N, Johansen, S.J., Clausen, H., Hammer, C.U., Bond, G., and Bard, E. (in press). Ash layers from Iceland in the Greenland GRIP ice core correlated with oceanic and land sediments. *Earth Planetary Science Letters*

- Grousset, F.E., Labeyrie, L., Sinko, J.A., Cremer, M., Bond, G., Duprat, J., Cortijo, E., and Huon, S. (1993). Patterns of ice-rafted detritus in the glacial North Atlantic (40-55°N). *Paleoceanography* **8**(2), 175-192.
- Jones, J.G. (1969). Intraglacial volcanoes of the Laugarvatn region, south-west Iceland - I. *Quaternary Journal of Geological Society of London* **124**, 197-211.
- Jones, J.G. (1970). Intraglacial volcanoes of the Laugarvatn region, south-west Iceland - II. *Journal of Geology* **78**, 127-140.
- Kvamme, T., Mangerud, J., Furnes, H., and Ruddiman, W.F. (1989). Geochemistry of Pleistocene ash zones in cores from the North Atlantic. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **69**, 251-272.
- Kennet J.P. (1981). Marine tephrochronology.- In "The Sea: The oceanic lithosphere" (Emiliani, C., Ed.), Vol. 7, Wiley, Chicago, 1373-1436.
- Lacasse, Ch., Paterne, M., Werner, R., Wallrabe-Adams, H.-J., Sigurdsson, H., Carey, S., and Pinte, Ch. : Distribution, geochemistry and origin of Pliocene and Pleistocene ash layers from the Iceland Plateau, Site 907, Leg 151. In "Arctic Gateways" (Myhre, A., Thiede, J. et al., Eds), *Proceedings of Ocean Drilling Program Scientific Results* Vol. 151, College Station, TX, submitted for publication
- Lacasse, Ch., Sigurdsson, H., Jóhannesson, H., Paterne, M., and Carey, S. (1995). Source of Ash Zone 1 in the North Atlantic. *Bulletin of Volcanology* **57**, 18-32.
- Lackschewitz, K.S. (1991). Sedimentationsprozesse am aktiven mittelozeanischen Kolbeinsey Rücken (nördlich von Island). *Geomar Report* **9**, 1-133
- Lackschewitz, K.S., Dehn, J., and Wallrabe-Adams, H.-J. (1994). Volcaniclastic sediments from mid-oceanic Kolbeinsey Ridge, north of Iceland: Evidence for submarine volcanic fragmentation processes. *Geology* **22**, p. 975-978.
- Lackschewitz, K.S., Baumann, K.-H., Gehrke, B., Wallrabe-Adams, H.-J., Thiede, J., Bonani, G., Endler, R., Erlenkeuser, H., and Heinemeier, J.: Late Quaternary northern ice sheets fluctuations: evidence from short-term variations in the sediment composition of northwestern North Atlantic sediment cores. *Paleoceanography*, submitted for publication.
- Lackschewitz, K.S., Endler, R., Gehrke, B., Wallrabe-Adams, H.-J., and Thiede, J.: Morphology and modern depositional environment of the Reykjanes Ridge between 59°N - 60°N: Evidence for topography- and current-controlled deposition. *Deep Sea Research*, submitted for publication.
- Larsen, G. (1981). Tephrochronology by microprobe glass analysis.- In "Tephra Studies" (Self, S. and Sparks, R. S. J., Eds.), 95-103.
- Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A., and Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* **27**, 745-750
- Mangerud, J., Lie, S.E., Furnes, H., Kristiansen, I.L., and Lømo, L. (1984). A Younger Dryas ash bed in western Norway, and its possible correlations with tephra in cores from the Norwegian Sea and the North Atlantic. *Quaternary Research* **21**, 85-104.
- Martinson, D.G., Nicklas, G.P., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C., and Shackleton, N.J. (1987). Age dating and orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000 years chronostratigraphy. *Quaternary Research* **27** (1), 1-29.

- Michels, K. (1995). Strömungssortierung quartärer Sedimente des Europäischen Nordmeeres: Analyse von Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen. *Berichte Sonderforschungsbereich 313* **55**, 1-127, Univ. Kiel.
- Moore, J.G., and Calk, L.C. (1991). Degassing and differentiation in subglacial volcanoes, Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **46**, 157-180.
- Mutschler, F.E., Rougon, D.J., Lavin, O.P., and Hughes, R.D. (1981). PETROS - A data bank of major element chemical analyses of igneous rocks for research and teaching (version 6.1). NOAA - National Geophysical and Solar-Terrrestrial Data Center, Boulder, Colorado.
- Norddahl, H., and Hafliðason, H. (1992). The Skogar Tephra, a Younger Dryas marker in North Iceland. *Boreas* **21**, 23-41.
- Oehmig, R., and Wallrabe-Adams, H.-J. (1993). Hydrodynamic properties and grain-size characteristics of volcanoclastic deposits on the Mid-Atlantic Ridge north of Iceland (Kolbeinsey Ridge). *Journal of Sedimentology and Petrology* **63** (1), 140-151.
- Oehmig, R., and Michels, K. (1994). The isolation of settling rate fractions of sand-sized material: new possibilities for the settling tube technique. *Journal of Sedimentary Research A* **64** (3), 687-689.
- Ruddiman, W.F., and Glover, L.K. (1972). Vertical mixing of ice-rafted volcanic ash in the North Atlantic sediments. *Geological Society of American Bulletin* **83**, 2817-2836.
- Ruddiman, W.F., and Glover, L.K. (1975). Subpolar North Atlantic circulation at 9300 yr BP: faunal evidence. *Quaternary Research* **5**, 361-389.
- Ruddiman, W.F., and McIntyre, A. (1984). Ice-age thermal response and climatic role of the surface Atlantic Ocean (lat. 40° to 65°N). *Geological Society of American Bulletin* **95**, 381-396.
- Schilling, J.-G. (1973). Iceland mantle plume: Geochemical study of Reykjanes Ridge. *Nature* **242**, 565-571.
- Schilling, J.-G. (1986). Geochemical and isotopic variation along the Mid-Atlantic Ridge axis from 79°N to 0°N.- In "The Geology of North America, Volume M, The Western North Atlantic Region" (Vogt, P.R. and Tucholke, B.E., Eds.), *Geological Society of America*, 137-156.
- Schilling, J.-G., Zajac, M., Evans, R., Johnston, T., White, W., Devine, J. D., and Kingsley, R. (1983). Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29°N to 73°N. *American Journal of Science* **283**, 510-586.
- Schmincke, H.-U. (1981). Ash from vitric muds in deep sea cores from the Mariana Trough and fore-arc regions (south Philippine Sea) (Sites 453, 454, 455, 458, 459). In: Hussong, D.M., Uyeda, S., et al. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* **60**, 473-481.
- Sejrup, H.P., Sjøholm, J., Furnes, H., Beyer, I., Eide, L., Jansen, E., and Mangerud, J. (1989). Quaternary tephrochronology on the Iceland Plateau, north of Iceland. *Journal of Quaternary Science* **4** (2), 109-114.
- Self, S. (1976). The recent volcanology of Terceira, Azores. *Journal of Geological Society of London* **132**, 645-666.
- Sigurdsson, H., and Loebener, B. (1981): Deep-sea record of Cenozoic explosive volcanism in the North Atlantic. In "Tephra Studies" (Self, S. and Sparks, R. S. J., Eds.), 289-316, Reidel Pub. Co.
- Sjøholm, J., Sejrup, H.P., and Furnes, H. (1991). Quaternary volcanic ash zones on the Iceland Plateau, southern Norwegian Sea. *Journal of Quaternary Science* **6** (2), 159-173.

- Tucholke, B.E., and Fry, V.A. (1985). Basement structure and sediment distribution in the NW-Atlantic Ocean. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **69** (12), 2077-2097.
- Walker, G. P. L., and Croasdale, R. (1970). Two plinian-type eruptions in the Azores.- *Journal of Geological Society of London* **127**, 17-55.
- Wallrabe-Adams, H.-J., and Lackschewitz, K.S. (1993). RV "PROF. LOGACHEV"-Cruise LO09 - Sediment distribution on the Reykjanes Ridge near 59° N. *Geomar Report* **23**, 1-35.
- Wallrabe-Adams, H.-J., Lackschewitz, K.S., Gehrke, B., and Thiede, J. (1995). The mid-ocean ridge sedimentary environment. *Terra nova* **7**, 259.
- Werner, R., Wallrabe-Adams, H.-J., Lacasse, Ch., Schmincke, H.-U., and Thiede, J.: Distribution, chemical composition and sources of Oligocene to Miocene volcanic ashes from Sites 907, 908, and 913 (ODP Leg 151).- *In "Arctic Gateways"* (Myhre, A., Thiede, J. *et al.*, Eds), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, **Vol. 151**, College Station, TX, submitted for publication.



## Figure and Table captions

Table 1: Locations and water depths of investigated cores from the Reykjanes Ridge

Table 2: Conventional reservoir-corrected AMS  $^{14}\text{C}$  ages from Lackschewitz *et al.* (unpublished data). GKG = large box corer, KAL = giant gravity corer.

Table 3: Average composition and standard deviation (SD) of glass particles of the surface sediments from site LO09-6 (ridge axis) and MOR basalts of the Reykjanes Ridge between  $58^{\circ}87'\text{N}$  and  $60^{\circ}73'\text{N}$  (from Wchilling *et al.*, 1983; Tab. 1); n = no. of analysed particles.

Table 4. Average composition and standard deviation of ash zones AZ I, AZ II, VZ 1 to 5 of the cores SO82-2, -5, -7, LO09-21, and -23 (Reykjanes Ridge) and ash peak X (VZ 1, SO82-5); n = no. of analysed particles.

Figure 1: Maps showing location of the study area, bathymetry (in m) and locations of cores (solid circles) discussed in text (modified after Lackschewitz *et al.*, unpublished data). Location of core LO09-10 (shaded circle) from Wallrabe- Adams and Lackschewitz (1993).

Figure 2: Oxygen isotope records (*G. bulloides*) of analyzed cores from Lackschewitz *et al.* (unpublished data). Arrows indicate where AMS  $^{14}\text{C}$  ages are available (Table 2).

Figure 3: Amount of colorless glass shards (given as grain% of 125-500 $\mu\text{m}$  fraction, open circles) and brown glass shards (given as grain% of 125-500 $\mu\text{m}$  fraction, filled circles) of analyzed cores from the Reykjanes Ridge. AZ I, AZ II and VZ 1 to 5 mark volcanoclastic ash zones based on time-equivalent intervals with similar ash peaks associated with a similar geochemical pattern.

Figure 4. Classification of glassy tephra recovered from the Reykjanes Ridge (A=AZ I and AZ II, B=VZ 1 - VZ 5, LO09-6) based on the total alkali-silica plot after Le Bas *et al.* (1986).

Figure 5. Distribution of AZ I and AZ II in the diagram FeO versus  $\text{SiO}_2$ . A: Total distribution, B: distribution of rhyolitic groups of AZ I and II. Field of Icelandic and Azores volcanic rocks deduced from PETROS database (Mutschler *et al.*, 1981).

Figure 6. Chemical composition of VZ 1 to VZ 5 compared to Icelandic (and Azores) volcanic rocks. A:  $\text{TiO}_2$  versus  $\text{SiO}_2$ , B:  $\text{TiO}_2$  versus  $\text{K}_2\text{O}$ . Field of Icelandic and Azores volcanic rocks deduced from PETROS database (Mutschler *et al.*, 1981).

Figure 7. Settling distribution of bulk sediment of major peaks in VZ 1 (A) and VZ 5 (B). The curve forms indicate the transport process by the steep flank on the left side (fast settling coarse particles, maximum boundary of movable particles) and the polymodal flank to the right side (slowly settling particles). VZ 1 major peak is characterized by a



better PSI sorting and a lower PSI mean value (faster settling particles compared to VZ 5 major peak).  $PSI = -\log_2(v/v_0)$

Figure 8. Accumulation rates of IRD (from Lackschewitz *et al.*, unpublished data) and amounts of volcanic glass of analyzed cores from the Reykjanes Ridge.

Figure 9: Sketch of origin and distribution of volcanoclastics in the study area. A: Eruption and subaerial distribution of AZ I tephra dominantly to the north and transport by sea ice around Iceland into the North Atlantic. B: Glacial erosion of ancient volcanic material or subglacial volcanism on Iceland and transport by icebergs into the North Atlantic. In addition, redeposition of volcanoclastic material by sedimentary gravity flows. C: Eruption of AZ II tephra and subaerial transport by southward winds; partly falling onto drifting sea-ice and/or icebergs.

Table 1

Station	Latitude °N	Longitude °W	Waterdepth (m)
SO82-2	59°21.44'	31°05.18'	1730
SO82-5	59°11.14'	30°54.28'	1416
SO82-7	59°00.71'	30°36.12'	1584
LO09-6	59°09.36'	30°41.81'	1375
LO09-21	58°56.51'	30°45.19'	1437
LO09-23	59°01.82'	31°06.89'	1422

Table 2

No.	Core (cm)	Depth (reservoir corr.)	<sup>14</sup> C age (B.P.)
1	SO82-2 GKG	0	855 ± 75
2		27	2890 ± 150
3		40	4075 ± 70
4		1	6420 ± 130
5		49	11,130 ± 130
6		134	22,940 ± 270
7		192	26,660 ± 430
8	SO82-5 GKG	0	1270 ± 55
9		40	5320 ± 65
10		1	3890 ± 60
11	SO82-5 KAL	51	9645 ± 75
12		102	16,240 ± 120
13		171	22,170 ± 150
14			
15	LO09-23 KAL	120	14,600 ± 270
16		150	18,750 ± 270
17		250	24,900 ± 260
18		338	27,750 ± 580
19	SO82-7 KAL	1	5050 ± 350
20		189	22,950 ± 450
21		231	25,650 ± 500
22	LO09-21 KAL	170	16,020 ± 190
23		240	19,590 ± 170
24		380	27,500 ± 420
25		450	31,750 ± 480

Note: The <sup>14</sup>C-ages were corrected for a ocean  
reservoir age of 400 yr.

Table 3

wt %	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
LO09-6 (n=8)	51.07	1.52	14.03	11.79	0.21	6.80	11.71	2.16	0.09
SD	0.65	0.10	0.20	0.39	0.04	0.16	0.08	0.04	0.02
MORB (n=8)	50.09	1.06	14.71	11.25	0.19	7.88	12.11	2.00	0.05
SD	0.31	0.08	0.43	0.42	0.01	0.19	0.32	0.06	0.01

Table 4

	AZ I, rhyo. n=20		AZ I, bas. n=108		AZ II, rhyo. n=33		AZ II, bas. n=34		X (VZ 1) n=27	
	Average	SD	Average	SD	Average	SD	Average	SD	Average	SD
SiO <sub>2</sub>	71.51	0.48	49.58	1.50	73.38	1.01	49.01	1.84	49.72	0.39
TiO <sub>2</sub>	0.26	0.06	1.94	0.96	0.17	0.05	2.93	1.43	3.39	0.35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.75	0.20	14.62	1.23	12.07	0.34	13.83	0.83	12.81	0.29
FeO	3.67	0.17	11.65	1.17	2.45	0.23	13.02	1.66	13.58	0.50
MnO	0.15	0.05	0.21	0.05	0.08	0.04	0.25	0.07	0.25	0.05
MgO	0.19	0.04	6.80	0.90	0.01	0.01	5.89	1.45	4.52	0.31
CaO	1.31	0.11	11.61	0.84	0.41	0.09	10.48	1.28	9.24	0.37
Na <sub>2</sub> O	4.48	0.28	2.30	0.28	4.20	0.32	2.59	0.50	2.85	0.10
K <sub>2</sub> O	3.41	0.08	0.29	0.20	3.75	0.16	0.46	0.32	0.55	0.06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.a.	n.a.	0.14	0.03	0.03	0.02	0.65	0.01	0.29	0.02
F	0.23	0.05	0.11	0.05	0.28	0.05	0.15	0.07	0.15	0.06
Cl	0.16	0.03	0.02	0.02	0.30	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02
SO <sub>2</sub>	0.05	0.02	0.17	0.06	0.02	0.03	0.20	0.07	0.20	0.06
Total	99.16		99.32		97.13		98.95		97.32	

	VZ 1 n=97		VZ 2 n=86		VZ 3 n=54		VZ 4 n=31		VZ 5 n=38	
	Average	SD	Average	SD	Average	SD	Average	SD	Average	SD
SiO <sub>2</sub>	49.85	1.09	49.83	1.37	50.34	1.72	49.70	1.11	49.47	1.08
TiO <sub>2</sub>	2.51	1.04	2.33	0.96	2.13	0.78	1.75	0.32	2.65	0.92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.88	0.97	13.95	0.70	14.12	0.67	14.43	1.09	13.68	0.81
FeO	12.39	1.56	12.10	1.26	11.78	1.39	11.50	1.09	12.49	1.33
MnO	0.22	0.05	0.23	0.06	0.22	0.06	0.22	0.06	0.21	0.06
MgO	5.96	1.47	6.24	0.96	6.41	1.29	7.36	0.82	5.84	1.09
CaO	10.66	1.33	11.10	0.96	11.10	1.39	11.90	0.67	10.65	0.86
Na <sub>2</sub> O	2.49	0.38	2.42	0.37	2.37	0.36	2.08	0.21	2.61	0.37
K <sub>2</sub> O	0.40	0.30	0.33	0.21	0.33	0.28	0.23	0.17	0.39	0.21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.26	0.05	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.19	0.08	0.13	0.03
F	0.13	0.05	0.12	0.04	0.11	0.05	0.11	0.07	0.12	0.04
Cl	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
SO <sub>2</sub>	0.19	0.07	0.18	0.06	0.17	0.06	0.12	0.05	0.19	0.06
Total	98.74		98.85		99.11		99.45		98.32	

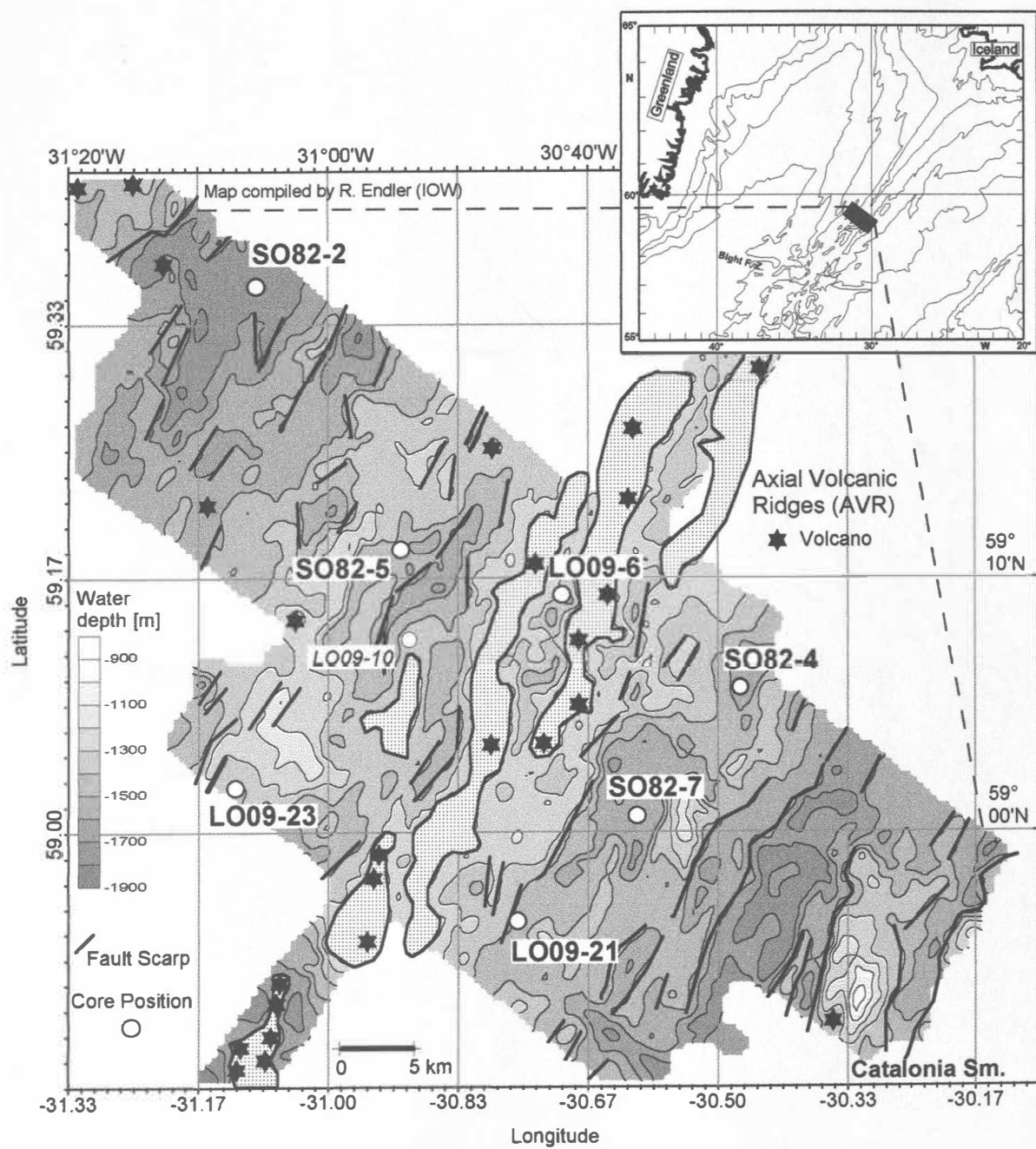


Fig. 1

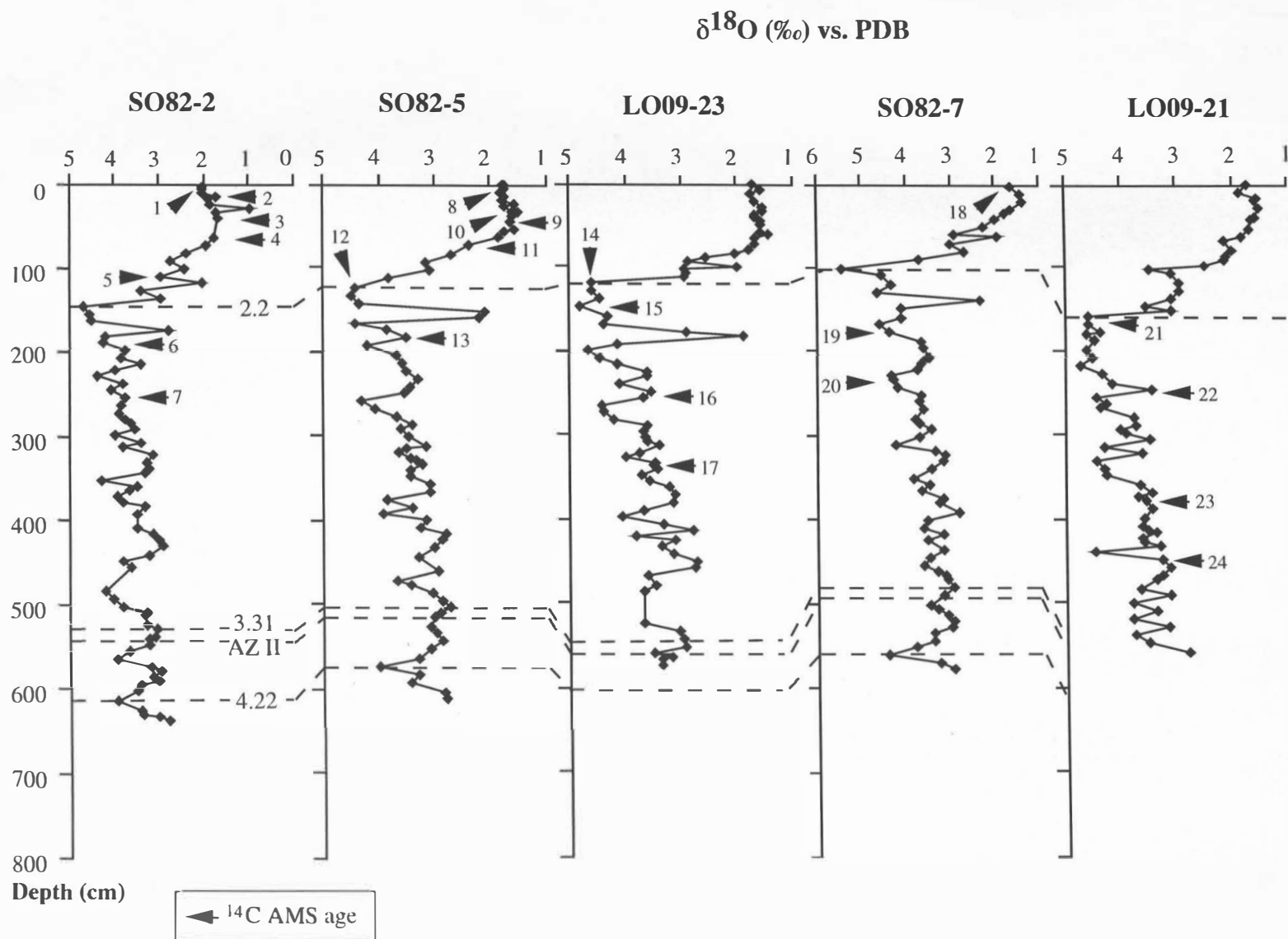


Fig. 2



## Volcanic Glass (Grain-%)

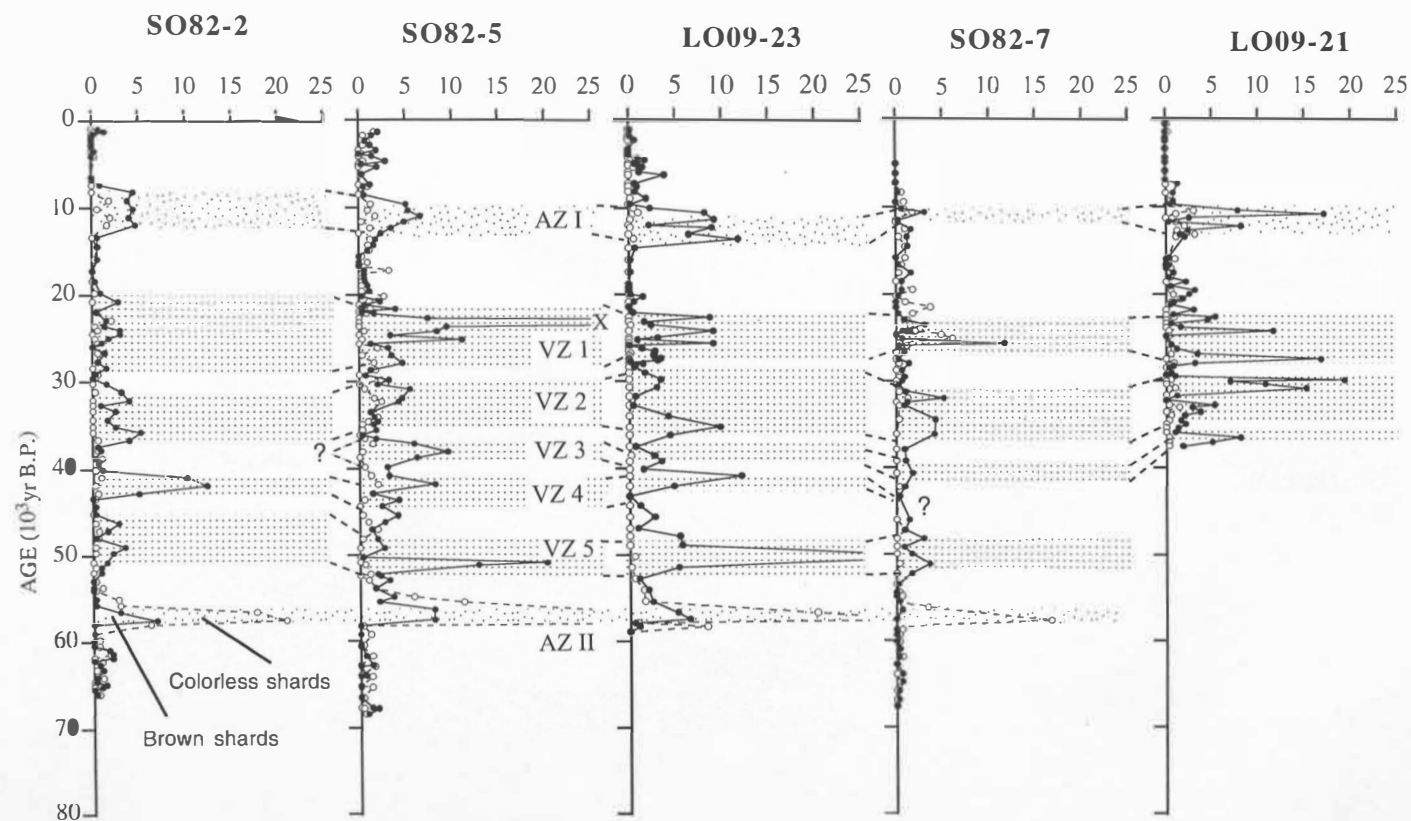


Fig. 3

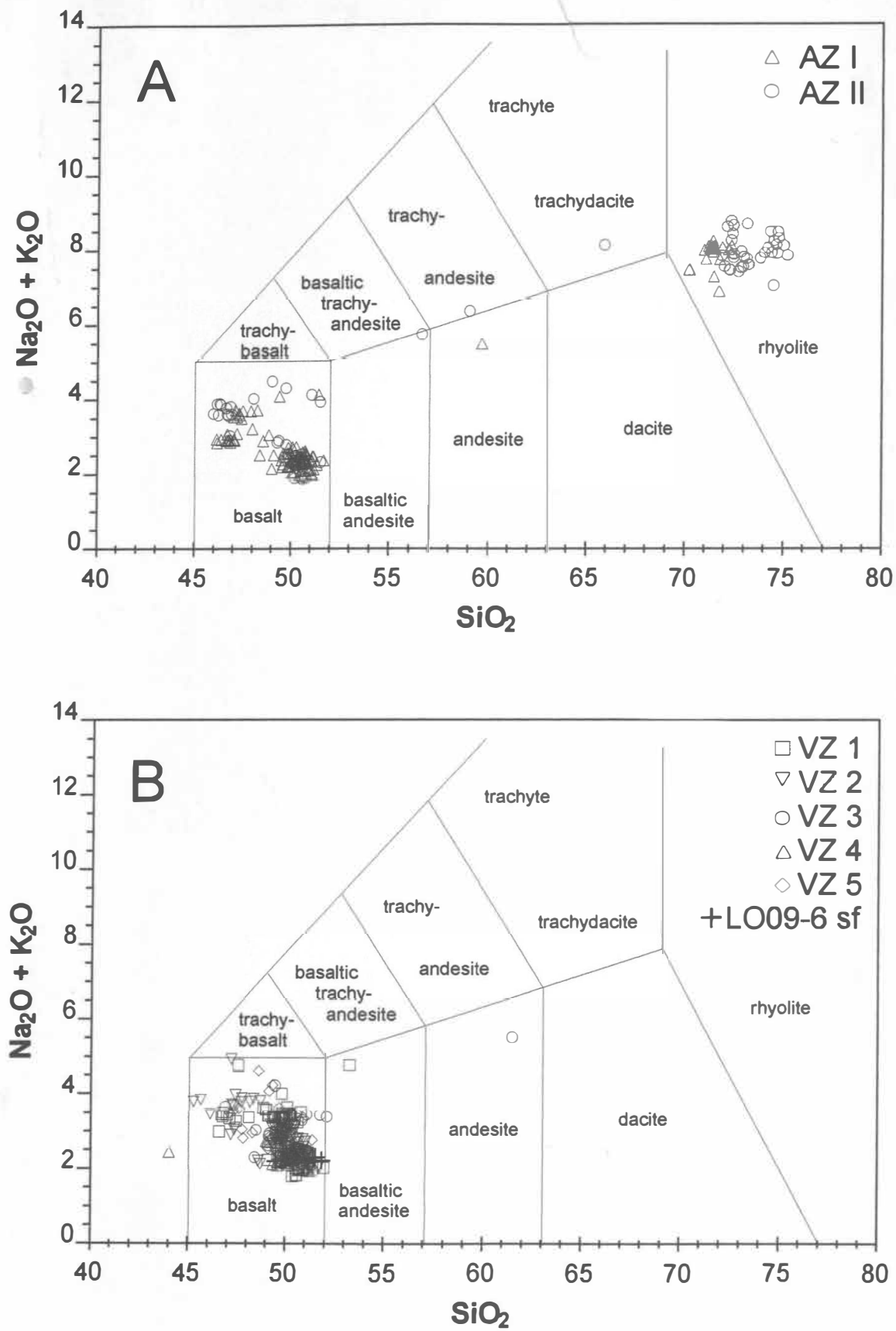


Fig. 4

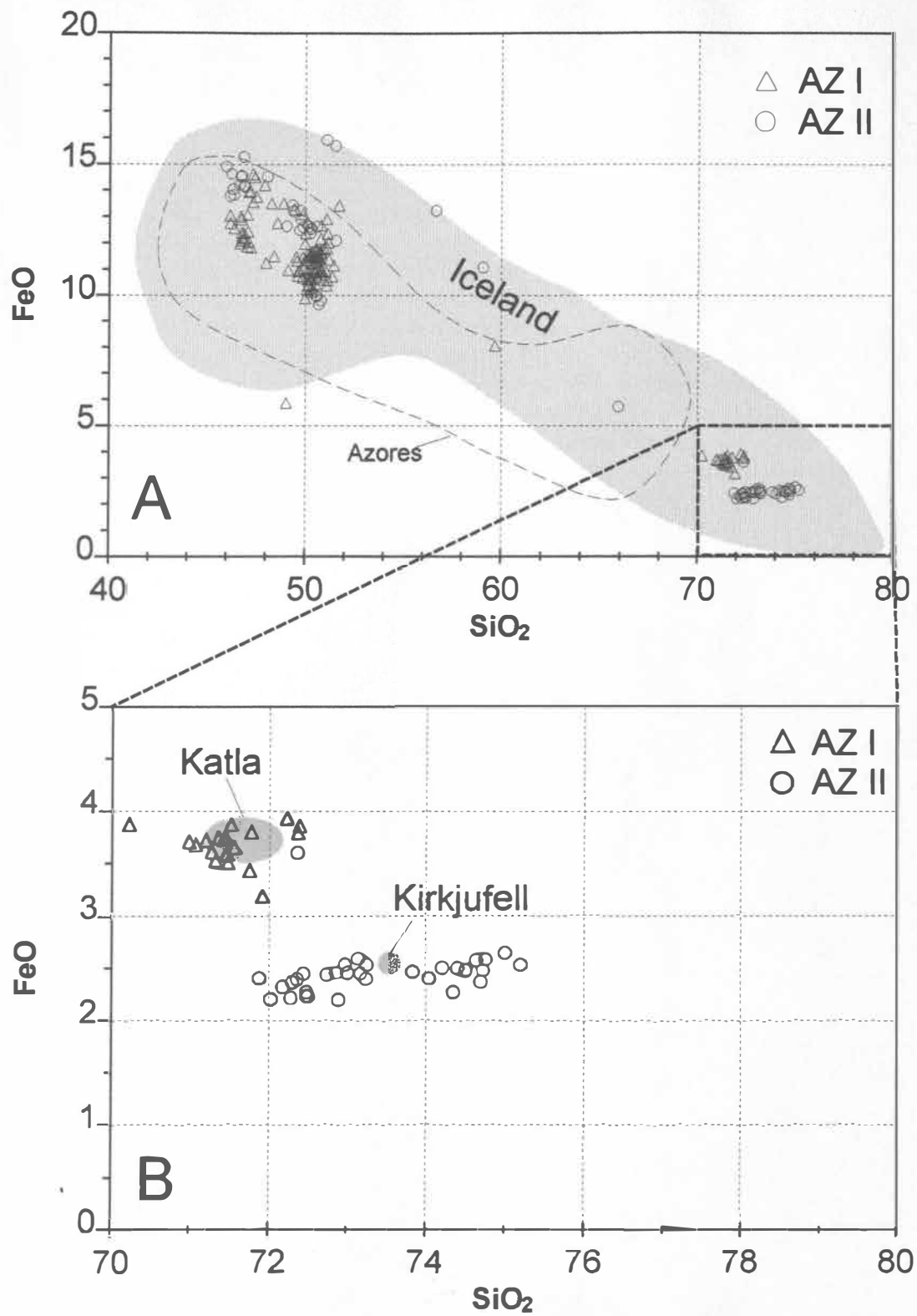


Fig. 5

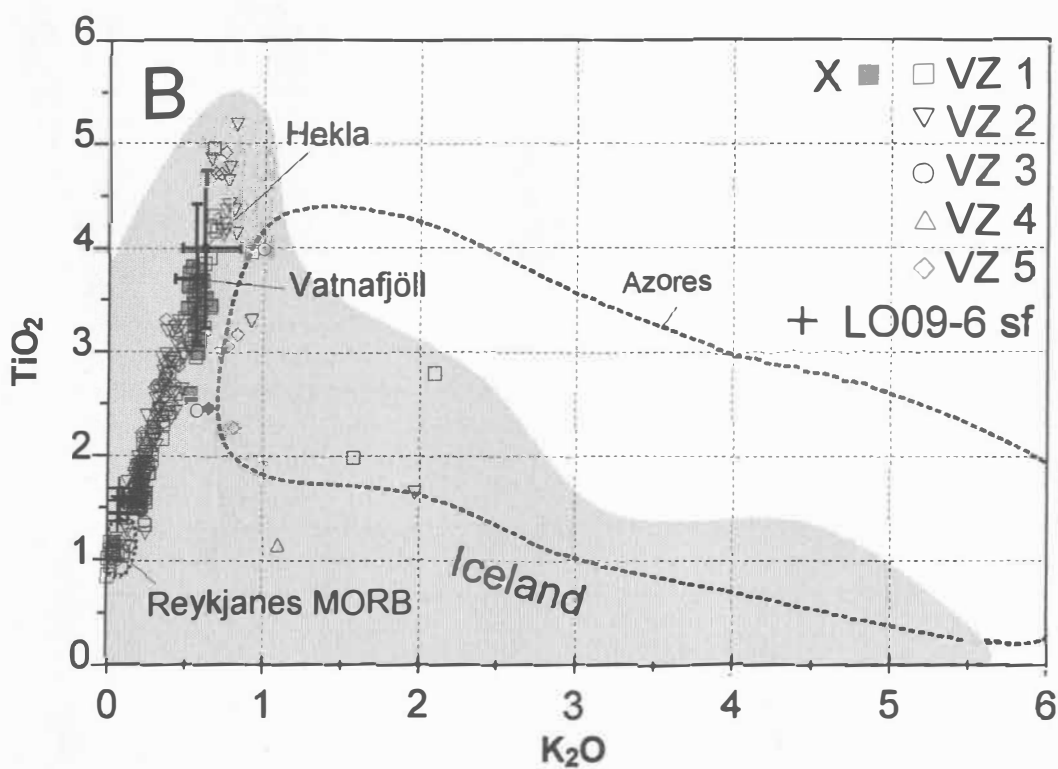
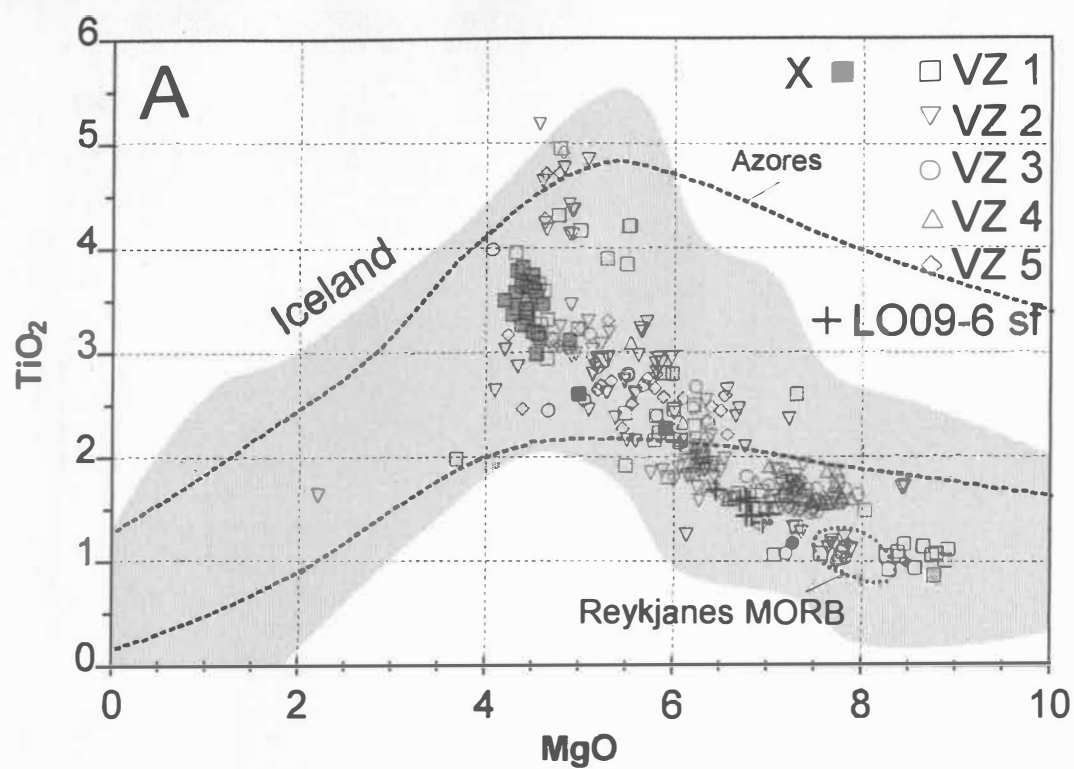


Fig. 6

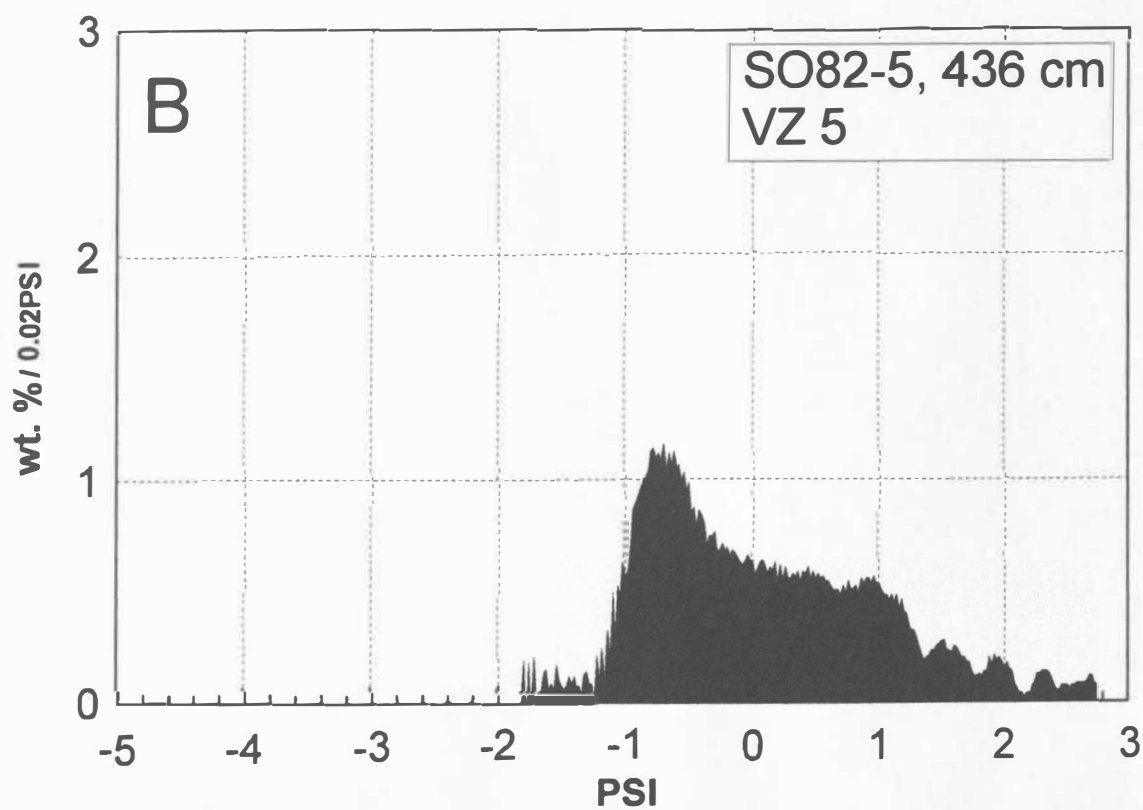
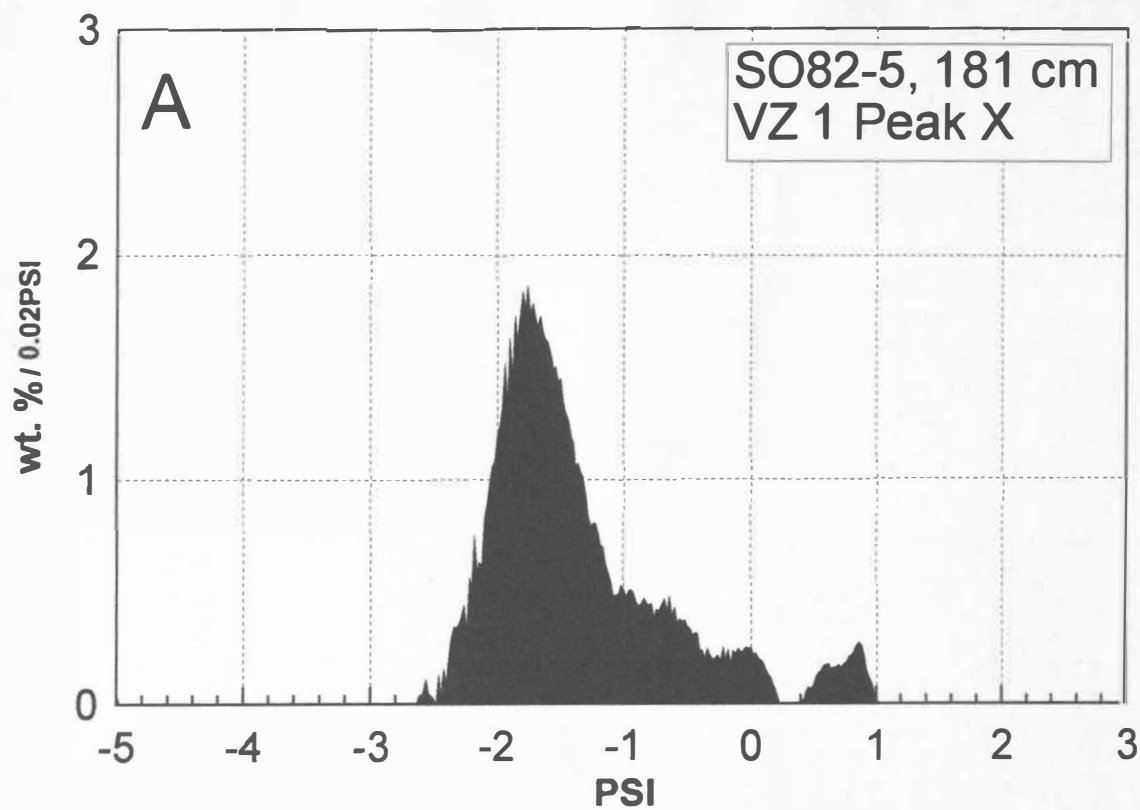


Fig. 7



# Volcanic Glass (Grain-%) and Accumulation Rates of IRD \* 100 ( $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot 10^3 \text{yr}$ )

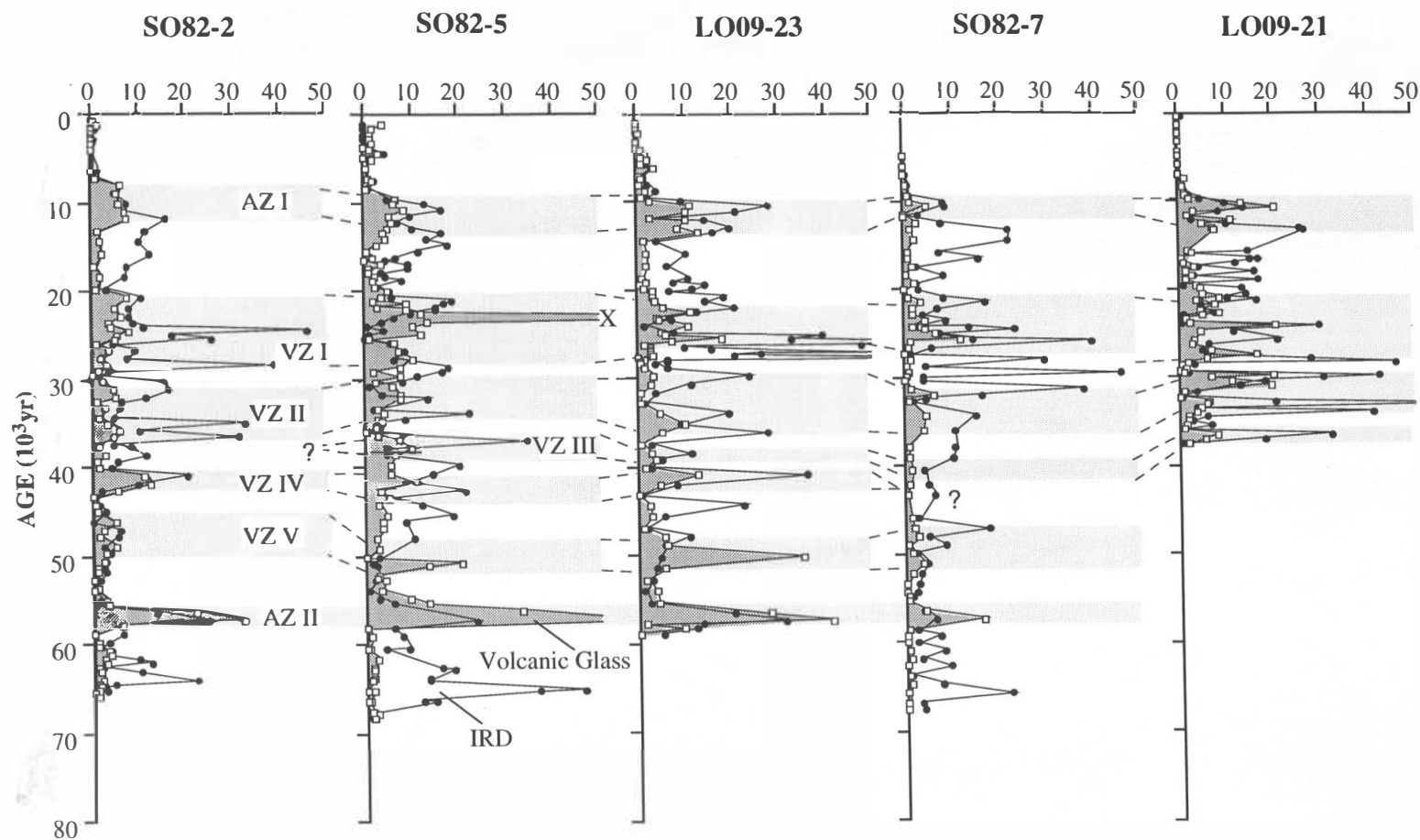


Fig. 8

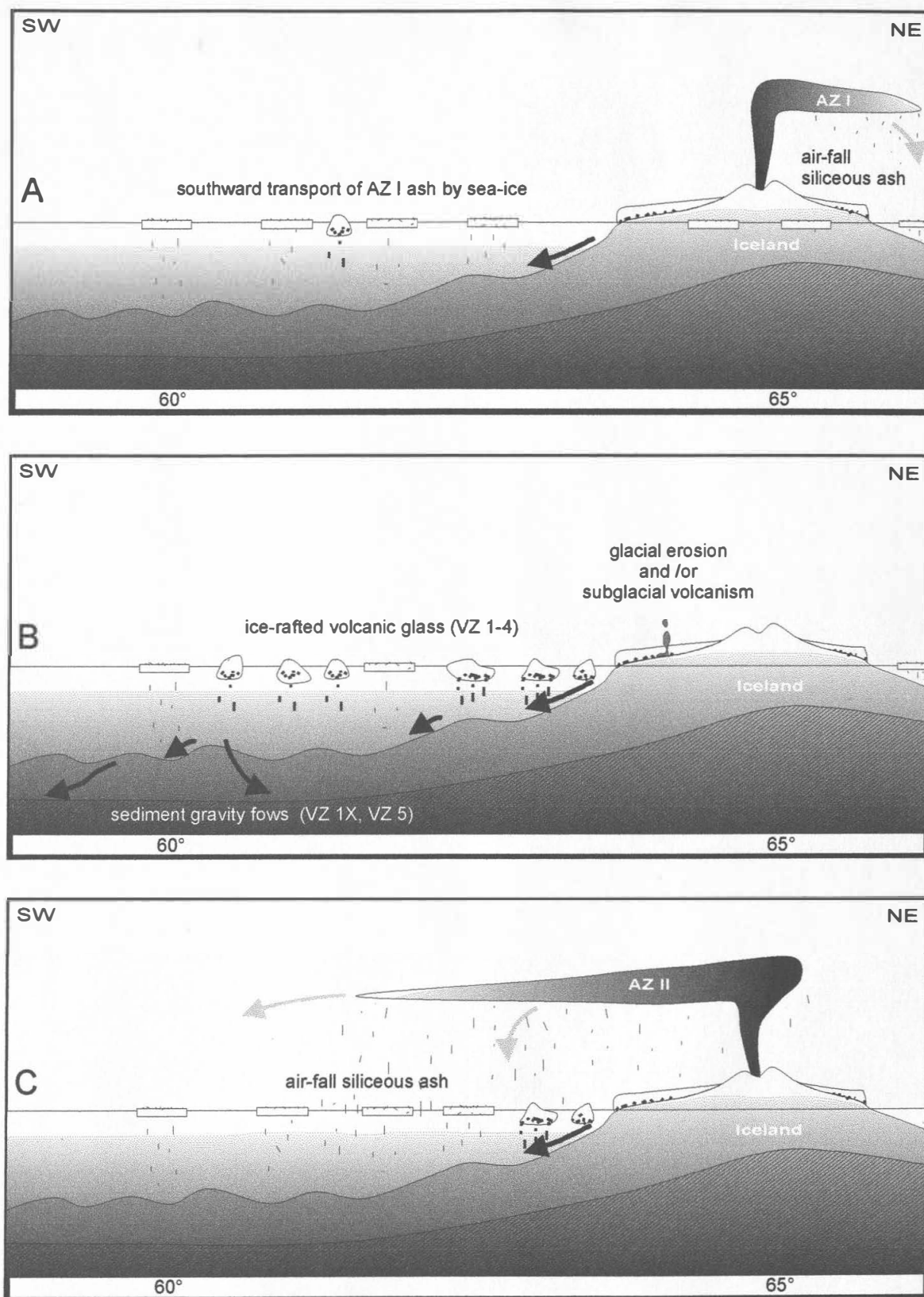


Fig. 9

### 3.2.4 Late Quaternary northern ice sheets fluctuations: Evidence from short-term variations in the sediment composition of northwestern North Atlantic sediment cores

\*Lackschewitz, K.S., ^Baumann, K.-H., \*Gehrke, B., \*Wallrabe-Adams, H.-J., \*Thiede, J.,  
°Bonani, G., ~Endler, R., +Erlenkeuser, H. & §Heinemeyer, J.

\* GEOMAR Research Center for Marine Geosciences, D-24148 Kiel, Germany

^University of Bremen, D-28334 Bremen, Germany

~Institut für Baltische Forschung, D-18119 Warnemünde, Germany

°ETH Zürich, CH-8093 Zürich, Switzerland

+University of Kiel, D-24098 Kiel, Germany

§University of Aarhus, DKK-8000 Aarhus C, Denmark

*(in Vorbereitung für den Druck in: Paleoceanography)*

#### Abstract

The accumulation rates of coarse lithogenic material (IRD-AR) in sediment cores from the Reykjanes Ridge indicate that deposition from ice-rafting was one of the dominant sedimentation processes in the northwestern North Atlantic during various intervals in the Middle and Late Weichselian. During the past 70,000 yr, 20 peaks in IRD-AR, of which 12 correspond to the well-known North Atlantic IRD events, suggest short events of iceberg discharge from surrounding ice sheets. A first marked IRD-AR peak in our records reflects the so-called Heinrich event 6. From 56,000 to 50,000 yr the IRD-AR are relatively low while high calcium carbonate contents with an increasing amount of calcareous nannofossils reflect a stronger inflow of North Atlantic surface water. In the interval from 50,000 to 10,000 yr, 10 IRD layers consist of coarse lithogenic particles with a significant amount of volcanic glass (> 5%). The chemical composition of the volcanic glass particles indicates that most of them were derived from Iceland. Therefore, these IRD-peaks could be interpreted as a result of intensified iceberg discharges north of 60°N where a large ice sheet, probably from Greenland and/or Scandinavia, was breaking up. 6 peaks in IRD-AR correspond to IRD-rich layers in the Norwegian Sea which reflect fluctuations of the Scandinavian Ice Sheet. On the other hand 5 IRD-AR peaks of the so-called Heinrich events (without H5) reflect massive iceberg discharges from the Laurentide Ice Sheet. Only one of these IRD layers (H 3) corresponds exactly to a Norwegian Sea IRD-rich layer. In addition, Heinrich layer 3, 2 and 1 also contain significant amounts of basaltic glass particles from Iceland suggesting a link between the behavior of at least two ice sheets. This coincidence seems to point at an external forcing whereas the noncoherent rapid ice sheet advances may be explained by internal forcing of the individual ice sheets.

#### Introduction

The last glacial period is characterized by rapid climatic variations in the Northern Hemisphere. Episodes of massive iceberg discharges (Heinrich events) into the North Atlantic Ocean have occurred about every 7000 to 10000 yrs (Bond et al. 1992). More detailed records obtained by isotopic data of long ice cores and by micropalaeontological data, ice-rafted debris and isotopic studies on deep sea sediments reveal ice sheet variations and abrupt climate changes at intervals of 2000 to 3000 yrs. Planktonic foraminifera and coccolithophorids are often used in the interpretation of past surface ocean patterns. It has been shown that their biogeographical distribution is related to the properties of surface water masses (Bé, 1977; Eide, 1990; Samtleben & Schröder, 1992; Samtleben *et al.*, 1995).

Planktonic foraminifera and coccolithophorids are found abundantly in samples from relatively warm North Atlantic Drift water masses, whereas a low production of carbonate and relatively high carbonate dissolution can be related to cold, polar surface water (Hebbeln & Wefer, 1991; Samtleben & Schröder, 1992). A perennial ice cover strongly restricts the productivity of planktic calcareous biota (Hebbeln and Wefer, 1991). Therefore, these groups are potentially sensitive proxy indicators of past changes in surface water mass conditions. In especially, coccolithophorids are a sensitive indicator of environmental conditions (c.f. Paasche, 1960; Samtleben and Schröder, 1992; Samtleben et al., 1994) because they are primary producers in the photic zone directly dependent on temperature, salinity, and nutrients and reflect the properties of surface waters. Therefore, phytoplankton must respond quickly to fluctuations in ocean climate if they are to imply changes in surface water mass characteristics, as well.

Oxygen isotope measurements in the Greenland ice core summit has indicated a series of rapid warm-cold oscillations, called Dansgaard-Oeschger events, characterized the last glacial period (Dansgaard et al. 1993).

Bond et al. (1993) have shown that the enormous discharge of icebergs have taken place during the coldest phase of a number of Dansgaard-Oeschger cycles. These high resolution paleoclimate records have suggested climate variability at higher frequencies than those predicted by orbital forcing. The cause of this episodic discharge is recently the central question. The answer depends on whether ice sheet discharges are caused by external climate forcing or by an internal ice sheet surge mechanism that operate independently of climate (Broecker 1994). MacAyeal (1993) proposed a model in which massive iceberg discharge occurs when the Laurentide ice sheet changes from a rigid-bed state to a thawed sedimentary bed. Keigwin & Jones (1994) and Maslin et al. (1995) support a mechanism which couple surface ocean conditions in the North Atlantic, production of NADW and North Atlantic heat flux. Bond & Lotti (1995) present evidence for a millennial-scale ice-rafting events marine records from North Atlantic which correlate with the "Dansgaard-Oeschger events" before the last glacial maximum indicating a link between changes in Greenland air temperature and similar ice-rafting events. Fronval et al. (1995) have suggested a coupling mechanism for ice sheet oscillations, where instability in one ice sheet can cause other ice sheets to behave in a coherent, phase-locked manner.

However, there is only a little information available about the correlation between the oscillations (behaviors) of the Northern Hemisphere Ice Sheets, although Baumann et al. (1995) have suggested a link for some of the massive iceberg discharges from the Scandinavian Ice Sheet and the Laurentide Ice Sheet.

In this paper, we correlate the marine IRD record from the Norwegian Sea with our marine IRD record from the northwestern North Atlantic to determine the geographic extent of Late Quaternary ice sheet fluctuations in the Northern Hemisphere. We document changes in planktic foraminifer and coccolith assemblages in order to determine the varying influence of warmer surface water masses and his role in frequent climate change in the Northern hemisphere by discharges from ice sheets.

Today the surface current system in the North Atlantic is dominated by the warm North Atlantic Current (NAC) which is a direct continuation of the Gulf stream extension (Dietrich et al., 1980). After crossing the Mid-Atlantic Ridge near 50°N the NAC carries the major part of this water toward the north (Krauss, 1986). Some of it enters the Norwegian Sea east of Iceland and some turns westward, flowing across the Reykjanes Ridge between 53°N and 60°N into the Irminger Sea (Fig.1). The northern boundary of the NAC is formed by the so-called Subarctic Front which separates cold subpolar water from warmer Atlantic water (Krauss and Käse, 1984).



## Material and Methods

Sediments of six cores were recovered during RV Sonne cruise 82 and RV Professor Logachev cruise 09 (Fig.1, Tab.1). All cores consist of Late Quaternary hemipelagic mud. Detailed core descriptions are given in Endler and Lackschewitz (1993) and Wallrabe-Adams and Lackschewitz (1993).

The sediment samples were freeze-dried, weighed and washed through a 63 µm sieve.

A split (>500 grains) of the 125-500 µm fraction was studied and counted for biogenic, terrigenous and volcanic components.

In order to count coccoliths under the SEM, the sediments were cleaned of the clay fraction (see Baumann, 1990). For quantitative analysis, micrographs of an arbitrarily selected part of the scanned sample were taken and all particles (usually >1500 particles) were counted. At least up to about 800 coccoliths were counted in each sample using x2000 magnification. The quantitative data were recorded as particle percent (grain percent of < 63µm fraction) for coccolith species.

A LECO CS-125 infrared analyzer was used for measuring total carbon (TC) and total organic carbon (TOC) contents of bulk sediments. Calcium carbonate content was calculated in weight percentages of the bulk sample by:  $\text{CaCO}_3\% = (\text{TC}\% - \text{TOC}\%) * 8.33$

Time control of all cores is based on high-resolution oxygen isotope stratigraphy and accelerator mass spectrometry (AMS)  $^{14}\text{C}$  datings. Oxygen isotope measurements were carried out on the planktic foraminifera *Globigerina bulloides* (125-250 µm fraction). All measurements were performed on Finnigan MAT 251 mass spectrometers (Kiel University). Results are expressed in the usual d-notation, the external reproducibility for  $\delta^{18}\text{O}$  is 0.08 ‰

Accumulation rates (AR) were calculated according to Ehrmann and Thiede (1985):

$$\text{AR}_{\text{CaCO}_3} (\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}) = \text{AR}_{\text{BULK}} * \text{CaCO}_3 \text{ weight } \% * 10^{-2}$$

$$\text{IRD weight } \% = \text{IRD grain-}\% * \text{weight-}\% > 63\mu\text{m} * 10^{-2}$$

$$\text{AR}_{\text{IRD}} (\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}) = \text{AR}_{\text{BULK}} * \text{IRD weight } \% * 10^{-2}$$

$$\text{AR}_{\text{BULK}} = \text{Accumulation Rate of bulk sediment } (\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}) = \text{LSR} * \text{DBD}$$

$$\text{LSR} = \text{Linear Sedimentation Rate } (\text{cm} \cdot \text{ky}^{-1})$$

$$\text{DBD} = \text{Dry Bulk Density } (\text{g} \cdot \text{cm}^{-3})$$

## Results

### Stratigraphy

Age determinations of the cores presented in this paper are based on correlation to the orbitally tuned isotope record (Martinson et al., 1987) and AMS  $^{14}\text{C}$  datings (Tab. 2). In addition, we have identified Ash-zone II in most of the cores which provide additional age control. Ruddiman & McIntyre (1984) calculated this ash zone is approximately 57,500 yr.

Ages between  $^{14}\text{C}$  dates, identified isotope events and AZ II were calculated from sedimentation rates by linear interpolation. We note that the identification of oxygen isotope events 4.2 and 3.31 was based also on planktic  $\delta^{13}\text{C}$  data, in accordance to results of Labeyrie and Duplessy (1985) and Shackleton et al. (1983).



A sudden decrease in  $\delta^{18}\text{O}$  is visible in all cores shortly before the last glacial maximum (LGM) and radiocarbon-dated in core LO09-21 with 19,600 yr. These low  $\delta^{18}\text{O}$  values may be coeval with the ca. 20,000 yr meltwater event identified by Andrews et al. (1994) from the Labrador Sea.

Isotopically, the LGM occurred between 19,600 yr and 14,600 yr. with heaviest  $\delta^{18}\text{O}$  values of 4.6 - 4.8‰. This is in good agreement to the isotopic studies from Andrews et al. (1994) on cores from the Labrador Sea. The beginning of the last deglaciation (Termination IA) is characterized by a rapid transition to lower values indicating major ice melting. Without taking into account the effect of bioturbation and using the cores LO09-21 and SO82-4 with highest sedimentation rates (up to 19 cm/1000y), the  $\delta^{18}\text{O}$  and  $^{14}\text{C}$  data show that the first phase of melting began shortly after 16,000 yr and ended by ca. 13,300 yr.

### Calcium carbonate records

The signals of calcium carbonate concentration contain distinct variations with the typical Atlantic signature of highest concentrations (up to 60%) occurring in the Holocene. Minima in carbonate concentrations (<15%) occur in stage 2 and 3, which are both documented periods of strong glaciations and low surface water temperatures (Ruddiman u.a.). In four cores, an interval of relatively high carbonate values (up to 40%) were observed during earliest stage 3. Abrupt changes in  $\text{CaCO}_3$  are recorded during earliest stage 4 and during glacial/interglacial transition 2/1.

The same characteristic variations are obvious for the pattern of  $\text{CaCO}_3$  bulk accumulation rates which varied between  $0.1$  and  $4.5 \text{ g/cm}^2 \cdot 10^3\text{yr}$  (core SO82-4); typically, high values are between  $2$  and  $3.5 \text{ g/cm}^2 \cdot 10^3\text{yr}$  in all cores. In sediments from stages 3 and 2, values are usually relatively low ( $< 1 \text{ g/cm}^2 \cdot 10^3\text{yr}$ ).

### Distribution of planktic foraminifers and coccoliths

#### Coccolithophorids

The downcore variations in the total amount of coccoliths show large fluctuations in SO 82-5 (Fig. 6). Generally, interglacial stages are characterized by high amounts of coccoliths (about 40 grain-%), whereas glacial sediments contain significantly lower amounts of coccoliths (usually less than 15 grain-%). In addition, few thin horizons, which correspond to IRD-rich sediments, are barren of coccoliths. The coccolith flora is characterized by a relatively low diversity. A total of 12 coccolithophorid species have been identified. However, a single species mostly dominates the assemblage, often constituting up to more than 80% of the total coccolith flora. In general, assemblages are well preserved within intervals characterized by relatively high total amounts of coccoliths.

The coccolith floras are dominated by *Emiliania huxleyi*, which usually comprises more than 80% during the last about 68,000 yr. A changeover in dominance from *E. huxleyi* to *Gephyrocapsa muelleri* marks the isotope 4/5 transition (at about 67,000 yr). Other species recorded consistently in the samples are *Calcidiscus leptoporus* and *Coccolithus pelagicus*. Together they usually form about 10% of the flora and never exceed 20% in most of the samples.

The Holocene is rich in coccolithophorids and also shows highest diversity. Besides *E. huxleyi*, the assemblage is characterized by moderate amounts ( $> 2$  grain-%) of *C. leptoporus*, *C. pelagicus*, and *G. muelleri*. Minor amounts of *Syracosphaera pulchra* and a group of relatively warm-adapted species (*Helicosphaera carteri*, *Oolithotus fragilis*, *Pontosphaera*

*japonica*, *Rhabdosphaera clavigera*, *Umbilicosphaera sibogae*, *Umbellosphaera tenuis*; all summarized as "warm" species) are also present. A drastic decrease in the abundance of coccoliths occur at about 10,000 yr.

Considerably smaller absolute amounts are recorded in sediments corresponding to isotope stages 2-4. However, the sediments are intercalated by horizons essentially barren of coccoliths. Abundance peaks dominated by *E. huxleyi* are recorded at 23,500 to 25,500 yr, 33,500 to 34,500 yr, 44,000 yr, and at 53,000 to 54,500 yr. The absolute amount of *E. huxleyi* remain less than 15 grain-% in the three uppermost peaks and reach up to about 30 grain-% in the lowermost one. In addition, *C. leptoporus*, *C. pelagicus*, and *G. muelleriae* only contribute to the assemblages with less than 2 grain-%.

*G. muelleriae* is abundant during stage 5, making up the highest absolute coccolith numbers (> 50 grain-%) of this core. The assemblage is a little less diverse compared to the Holocene. The stage 5 sediment also contain moderate amounts of *E. huxleyi* (> 5 grain-%), whereas *C. leptoporus*, *C. pelagicus*, *S. pulchra* and some of the relatively warm-adapted species ("warm" species) are present only with less < 1 grain-%.

### Distribution of ice-rafted detritus

In all cores, lithogenic particles mainly consist of quartz and basaltic glass particles. Only rare amounts of polycrystalline fragments of igneous and plutonic rocks, and fragments of sedimentary rocks (shales, sandstones) occur. We have found no detrital carbonate rock fragments. The amount of hematite-coated grains is generally negligible in contrast to sediments from southern Denmark Strait (Bond & Lotti 1995). According to Lackschewitz & Wallrabe-Adams (submitt.), all basaltic glass particles in our sediment cores originate from Iceland. The dominant sedimentation process of the coarse lithogenic material in our sediments are interpreted to be ice-rafted.

The IRD data are presented in two ways: as relative abundance of IRD in the coarse fraction (grain-%, Fig. x) and as IRD accumulation rates ( $\text{g/cm}^2 \cdot 10^3 \text{ yr}$ , Fig. y). We calculated IRD accumulation rates to remove dilution artifacts of other sedimentary components.

Relatively large amounts of IRD (30 to 60 grain %) are found in sediments from stages 2, 3 and 4. Peak values above 50 grain-% occur in most of the cores during the time interval 42,000 to 25,000 yr, whereas smaller peaks of 30-50 grain-% can be identified in sediments from 66,000 to 65,000 yr, 52,000 to 44,000 yr and 16,000 to 13,000 yr.

IRD accumulation rates varied between 0 and  $0.6 \text{ g/cm}^2 \cdot 10^3 \text{ yr}$  in all cores (Fig. x). Significant minima seem to correlate in cores and can be recognized from 55,000 to 53,000 yr and from 23,000 to 22,000 (without in core SO82-2). The same is obvious for the pattern of maximum values that covers nearly the remaining time intervals, with distinct maxima of IRD fluxes around 65,000 yr and 57,000 at the oxygen isotope transition 4/3 and with several short peak events in stage 3 and 2.

### Discussion

#### Paleoceanographic evolution in the northwestern North Atlantic

The variations in carbonate content, planktic foraminifer assemblages and calcareous nannofossil abundances can be used to reflect changes in surface water mass conditions.

The recent composition of planktic foraminiferal assemblages, and to some degree the calcium carbonate content, are directly related to surface water productivity indicating environmental parameters of the surface water regimes. Depending upon the season, coccoliths contribute 25-60% of the carbonate flux to the deep North Atlantic Ocean (Honjo,

1986). Planktic foraminifers contribute 50-80 % of the carbonate flux in the temperate Atlantic (Honjo, 1980). The composition of the planktic foraminiferal assemblages in the North Atlantic (60°N to 45°N) is characterized by hydrographically defined water masses (Ottens, 1991, 1992). The planktic foraminiferal assemblages described by Ottens (1991, 1992) contain no polar *Neogloboquadrina pachyderma* sin., but are otherwise very similar to our subpolar assemblages. In the study area the mixing zone of cold subpolar water masses and the warm North Atlantic Current leads to higher abundances of the subpolar species *Turborotalia quinqueloba*, *Globigerina bulloides* and to a lesser extent *Neogloboquadrina pachyderma* dex. Thus, the high calcium carbonate content together with the high abundances of subpolar planktic foraminifers, reflect high calcium carbonate production and high flux rates in the subpolar watermasses which are under the influence of the warm North Atlantic Current. Therefore, the low carbonate contents, the absence of coccoliths and the low abundances of planktic foraminifers in sediments from stage 3 and 2 are interpreted to reflect cold, often ice-covered surface water masses. In contrast, high calcium carbonate contents, high abundances of planktic foraminifers (especially *G. bulloides* and *N. pachyderma* sin.) and distinct abundance peaks of coccoliths including "warm species" from 68,000 yr to 65,000 and from 55,000 to 52,000 yr reflect an inflow of North Atlantic surface water while the relatively high contents of *N. pachyderma* sin. still indicate a stronger influence of cold polar water as today.

The coccolithophorid production in the northwestern North Atlantic was enhanced especially during interglacial stages. High amounts of coccoliths associated with highest carbonate contents and the composition of the flora indicate that highest sea-surface temperatures occurred during these stages.

The decrease in absolute numbers of coccoliths at about 67,000 yr. very well correspond to the decrease in estimated sea-surface temperatures (Ruddiman & McIntyre 1984, Bond et al. 1993). The assemblage indicate colder surface water conditions than observed in stage 5 and in Holocene times during the whole interval 67,000 to 10,000 yr. A more drastic pattern was observed in a number of sediment cores from the northern Norwegian-Greenland Sea and the Fram Strait (e.g. Gard, 1988; Baumann, 1990). During glacial stages planktic productivity was much more suppressed, most probably caused by an at least seasonal ice cover. Coccolithophorids are predominantly autotrophic plankton and largely restricted to the photic zone of the water column (the uppermost 30-50m). Therefore, they are sensitive to temperature and salinity in the uppermost surface waters and respond quickly to fluctuations in surface water mass conditions. The absence or drastic decrease in the amount of coccolithophorids in sediments corresponding to the Heinrich events are, therefore, most probably due to a sudden decrease in temperature and/or possibly salinity.

Variation in preservation throughout different sediment core sections may explain minor changes in the coccolith assemblages. Dissolution phenomena may have resulted in a concentration of more resistant species such as *C. pelagicus* (Schneidermann, 1977). However, this can not be seen in SO 82-5 sediments and less resistant species, such as *Syracosphaera* spp. were observed in both sediments with high and relatively low amounts of coccoliths. Thus, these patterns seem to represent primary variations in the population within the study area.

### **Ice sheet fluctuations in the northwestern North Atlantic and comparison to the marine glaciation record of western Scandinavia**

During the last glacial period, the high latitudes received an input of coarse lithogenic material indicate that deposition of ice-rafting was one of the dominant sedimentation processes. Based on the close correlation of IRD accumulation and the glaciation record of Scandinavia (Baumann et al. 1995), we use the IRD records from our study area as a monitor

of glacier fluctuations on the surrounding continents. Recent investigations on the volcanic material in our cores and the correlation to the IRD accumulation rates indicate that most of this volcanic material was incorporated into the Icelandic Ice Sheet and released to the ocean by iceberg calving and subsequent melting (Lackschewitz & Wallrabe-Adams submitt.). Therefore, the record of volcanic glass in the northwestern North Atlantic mostly reflect fluctuations of the Iceland ice sheet.

Figure X show a stacked record of distinct peaks in IRD accumulation rates together with CaCO<sub>3</sub> and volcanic glass accumulation rates of our study area, compared with the IRD and CaCO<sub>3</sub> accumulation records from the Norwegian Sea published by Baumann et al. (1995). In addition, we have marked the Heinrich Events and the smaller ice-rafting events (YD and a to h) in between from Bond & Lotti (1995). Because our records reveal some further IRD-peaks until H6 (66ka), we have designate them in a likewise alphabetical order (i to p) as first established by Bond & Lotti (1995). Besides, one further IRD-AR peak is documented between the events g and f, which we signed here ff.

From our results the highest numbers of icebergs in the northwestern North Atlantic can be inferred for the time intervals 66,000-56,000 yr and 48,000-10,000 yr, as indicated by maximum values of accumulation rates of coarse terrigenous particles at all sites (Fig.). Furthermore, some of the distinct peaks in IRD accumulation rates in our cores (YD, H1, H2, d, H3, ff, g, i, j, l, m and o) characterized by a relative high content of volcanic particles reflecting an iceberg supply from Iceland.

From 56,000 to 48,000 yr the deposition of coarse terrigenous material was very low in all our cores suggesting that minor iceberg release and IRD production to the open ocean occurred from the surrounding continental glaciers. In contrast, a pronounced IRD accumulation peak occur from 54,000 to 53,000 yr in the Norwegian Sea, suggesting a later end to the deglaciation of western Scandinavia compared to Laurentide. Baumann et al. (1995) concluded that maximum glaciation on Scandinavia was reached at 60 - 55 kyr, whereas the marine record from our study area indicate a maximum glaciation of Laurentide already in early stage 4 (until 66 kyr). The following time is indicated by the strong deglaciation documented by Heinrich event H 6 in the central North Atlantic (Bond et al. 1992, 1993). However, taking in account the increase of IRD (grain-%) in the Norwegian Sea at approximately 70 kyr record as a proxy for a slight increase in iceberg input, we postulated that the first release of icebergs started in the Nordic Seas at the same time as in the North Atlantic.

Our correlation demonstrates that only one of the Heinrich events (H 3) corresponds exactly to an ice-rafting event (NS 6) of the Norwegian Sea, while six of the alphabetic ice-rafted events seems to correlate with most of the Norwegian Sea events. Only NS10 and NS4 have no correlatives in the North Atlantic. This is in contrast to the suggestion of Fronval et al. (1994), that IRD-events of the Norwegian Sea correlates to all of the Heinrich events.

### **Implications for the last Glacial History in the Northern Hemisphere**

Our marine records indicate ice sheet variations and abrupt climate change at millennial timescales. During the earliest phase of the Middle Weichselian (ca. 67 to 65 ka) increased discharges of icebergs from Laurentide and probably Greenland seems to be linked to inflow of warmer North Atlantic water masses resulting to enhanced temperatures in the North Atlantic region, whereas after Baumann et al. (1995) an extensive build-up of inland ice started on Scandinavia. We suggest that the heat transport by the surface water masses was an important moisture source for the first built-up of a large Scandinavian ice sheet after the last interglacial time. Later when the inflow of warmer surface water masses in the northwestern North Atlantic again amplified, the first strong deglaciation continued at the Scandinavian ice



sheet during the time interval 55 to 53 ka. These results document that the first deglaciation during the Middle Weichselian started about 12 ka earlier in the North Atlantic compared to the Norwegian Sea. This non-coherent behavior of both ice-sheets linked with regional changes in ocean surface circulation and heat flux at high northern latitudes indicate that the thermohaline circulation and surface ocean conditions seems to be a trigger mechanism within the early glacial period.

However, during the following glacial period several correlations between both IRD records have documented a coincidence between the behavior of the Laurentide, Iceland and Scandinavian ice sheets suggesting an atmospheric forcing for synchronous changes in the Northern Hemisphere. Bond & Lotti (1995) have proposed that ocean surface coolings triggered the iceberg discharges. Paillard & Labeyrie (1995) observe an abrupt warming in high-latitude regions just after the massive iceberg discharges from the ice sheet. However, a distinct peak of coccoliths just before H2 in the northwestern North Atlantic reflect a further advance of Atlantic water that appear to have been triggered discharges from the Laurentide, Iceland and probably southern Greenland ice sheets. On the contrary, in this moment there only were observed a relatively low input of IRD in the Norwegian Sea.

However, Jedoch können Hebbeln et al. (1994) could also indicate an inflow of relatively warmer Atlantic water from 19.5 ka in the Norwegian Sea and Fram Strait, which caused shortly afterwards a massive iceberg discharges (NS 3 and 2) in the Norwegian-Greenland Sea.

Some IRD peaks without significant amounts of basaltic glass and no correlatives in the Norwegian Sea suggested that icebergs mostly originated from the Laurentide and/or Greenland ice sheets which may be explained by internal forcing of the individual ice sheets like a binge/purge model from Mac Ayeal (1993).

However, the lack of basaltic glass deposition in some of the IRD peaks do not necessarily document that no Iceland ice sheets reached sea level, because a different circulation pattern could have forced the icebergs in another direction.

## Conclusions

## Acknowledgments

## References

- Andrews, J.T., Erlenkeuser, H., Tedesco, K., Aksu, A.E., and Jull, A.J.T. (1994). Late Quaternary (Stage 2 and 3) meltwater and Heinrich events, Northwest Labrador Sea. *Quaternary Research* **41**, 26-34.
- Baumann, K.-H., Lackschewitz, K.S., Mangerud, J., Spielhagen, R.F., Wolf-Welling, T.C.W., Henrich, R., and Kassens, H. (1995). Reflection of Scandinavian ice sheet fluctuations in Norwegian Sea sediments during the past 150,000 years. *Quaternary Research* **43**, 185-197.
- Baumann, K.-H. (1990). Veränderlichkeit der Coccolithophoridenflora des Europäischen Nordmeeres im Jungquartär. *Berichte Sonderforschungsbereich 313* **22**, 146p.
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G. and Ivy, S. (1992). Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature* **360**, 245-249.
- Bond, G.C., and Lotti, R. (1995). Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. *Science* **267**, 1005-1010.
- Broecker, W.S. (1994): Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature* **372**, 421.



- Dansgaard et al. (1993): Evidence for general instability of past climate from a 250 kyr ice-core record. *Nature* **364**, 218-220.
- Dietrich, G., Kalle, K., Krauss, W. and G. Siedler (1980) General Oceanography. John Wiley, New York, 626 pp.
- Endler, R., and Lackschewitz, K.S. (1993). RV "SONNE"-Cruise SO82. - SO82A: Geophysical investigations along the Reykjanes Ridge, North Atlantic; SO82B: Sedimentation pattern of the Reykjanes Ridge, North Atlantic. *Meereswissenschaftliche Berichte*, Institut für Ostseeforschung Warnemünde, **5**.
- Fronval, T., Jansen, E., Bloemendal, J., and Johnson, S. (subm.). Stadial-interstadial cycles in the Norwegian Sea: Evidence for coherent changes in European and North American ice sheet on millennium timescales. *Nature* **374**, 443-446.
- Gard, G. (1988). Late Quaternary calcareous nannofossil biochronology and paleo-oceanography of Arctic and Subarctic Seas. *Meddelanden Stockholms Universitets Geologiska Institution* **275**, 1-45.
- Gehrke, B., Lackschewitz, K.S. and H.-J. Wallrabe-Adams (submitt.) Late Quaternary sedimentation on the Mid-Atlantic Reykjanes Ridge: Clay mineral assemblages and depositional environment. *Geologische Rundschau*
- Grousset, F.E., Labeyrie, L., Sinko, J.A., Cremer, M., Bond, G., Duprat, J., Cortijo, E., and Huon, S. (1993). Patterns of ice-rafted detritus in the glacial North Atlantic (40-55°N). *Paleoceanography* **8**, 175-192.
- Hebbeln, D., and Wefer, G. (1991). Effects of ice coverage and ice-rafted material on sedimentation in the Fram Strait. *Nature* **350**, 409-411.
- Hebbeln, D., Dokken, T., Andersen, E.S., Hald, M. & Elverhoi, A. (1994): Moisture supply for northern ice-sheet growth during the Last Glacial Maximum.- *Nature*, **370**, 357-360.
- Honjo, S. (1980) Material fluxes and modes of sedimentation in the mesopelagic and bathypelagic zones. *Journal of Marine Research*, **38**, 53-97.
- Honjo, S. (1986) Oceanic particles and pelagic sedimentation in the western North Atlantic. In: *The Geology of North America, Volume M, The Western North Atlantic Region*, Vogt, P.R. & Tucholke, B.E., editors, Geological Society of America, 1986.
- Keigwin, L.D. and Jones, G.A. (1994). Western North Atlantic evidence for millennial-scale changes in ocean circulation and climate. *J. Geophys. Res.*, **99**(C6), 12,397-12,410.
- Krauss, W. (1986) The North Atlantic Current. *Journal of Geophysical Research*, **91**(C4), 5061-5074.
- Krauss, W. and R.H. Käse (1984) Mean circulation and eddy kinetic energy in the Eastern North Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, **89**(C3), 3407-3415.
- Labeyrie, L. D., and Duplessy, J.-C. (1985). Changes in the oceanic  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratio during the last 140,000 years: high-latitude surface water records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **50**, 217-240.
- Lackschewitz, K.S., Endler, R., Gehrke, B., Wallrabe-Adams, H.-J., and Thiede, J.: Morphology and modern depositional environment of the Reykjanes Ridge between 59°N - 60°N: Evidence for topography- and current-controlled deposition. *Deep Sea Research*, submitted for publication.
- Lackschewitz, K.S. and Wallrabe-Adams, H.-J. (submitt.): Composition and origin of volcanic ash zones in Late Quaternary sediments from the Reykjanes Ridge: Evidence for ash fallout and ice-rafting. *Quat. Res.*
- MacAyeal, D.R. (1993). Binge/purge oscillations of the Laurentide Ice Sheet as a cause of the North Atlantic's Heinrich events. *Paleoceanography* **8**(6), 775-784.
- Martinsson, D.G., Nicklas, G.P., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C., and Shackleton, N.J. (1987). Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000 years chronostratigraphy. *Quaternary Research* **27** (1), 1-29.

- Maslin, M.A., Shackleton, N.J. and Pflaumann, U. (1995): Surface water temperature, salinity, and density changes in the northeast Atlantic during the last 45,000 years: Heinrich events, deep water formation, and climatic rebounds. *Paleoceanography* **10**(3), 527-544.
- Ottens, J.O. (1991) Planktic foraminifera as North Atlantic water mass indicators. *Oceanologica Acta*, **14**, 123-140.
- Ottens, J.O. (1992) April and August northeast Atlantic surface water masses reflected in planktic foraminifera. *Netherlands Journal of Sea Research*, **28**(4), 261-283.
- Paillard, D. and Labeyrie, L. (1994): Role of the thermohaline circulation in the abrupt warming after Heinrich events. *Nature*, **372**, 162-164.
- Ruddiman, W.F., and McIntyre, A. (1984). Ice-age thermal response and climatic role of the surface Atlantic Ocean (lat. 40° to 65°N). *Geological Society of American Bulletin* **95**, 381-396.
- Samtleben, C. and Schröder, A. (1992). Living coccolithophore communities in the Norwegian-Greenland Sea and their record in sediments. *Marine Micropaleontology* **19**, 333-354.
- Samtleben, C., Schäfer, P., Andruseit, H., Baumann, A., Baumann, K.-H., Kohly, A., Matthiessen, J. and A. Schröder-Ritzrau (1995) Plankton in the Norwegian-Greenland Sea: from living communities to sediment assemblages - an actualistic approach. *Geologische Rundschau*, **84**, 108-136.
- Shackleton, N.J., Imbrie, J., and Hall, M.A. (1983). Oxygen and carbon isotope record of the East Pacific core V19-30: Implications for the Formation of deep water in the late Pleistocene North Atlantic. *Earth Planetary Science Letters* **65**, 233-244.
- Veum, T., Jansen, E., Arnold, M., Beyer, I. and Duplessy, J.-C. (1992): Water mass exchange between the North Atlantic and the Norwegian Sea during the past 28,000 years. *Nature*, **356**, 783-785.
- Wallrabe-Adams, H.-J., and Lackschewitz, K.S. (1993). RV "PROF. LOGACHEV"-Cruise LO09 - Sediment distribution on the Reykjanes Ridge near 59° N. *Geomar Report* **23**, 1-35.
- Weinelt, M.S. (1993). Veränderungen der Oberflächenzirkulation im Europäischen Nordmeer während der letzten 60.000 Jahre - Hinweise aus stabilen Isotopen. *Berichte Sonderforschungsbereich 313* **41**, 106p.

## Table and Figure Captions

Table 1: Conventional reservoir corrected  $^{14}\text{C}$ -ages (yr B.P.)

Figure 1: Bathymetric map with the sample locations.

Figure 2: Oxygen-isotope records of cores SO82-2, -4, -5, -7, LO09-21 and -23.

Figure 3:  $\text{CaCO}_3$  and IRD contents of cores SO82-2, -4, -5, -7, LO09-21 and -23.

Figure 4: Accumulation rates of  $\text{CaCO}_3$  of cores SO82-2, -4, -5, LO09-23.

Figure 5: Contents of polar and subpolar planktic foraminifers of cores SO82-2, -4, -5, -7, LO09-21 and -23.

Figure 6: Coccoliths distribution in core SO82-5.

Figure 7: Accumulation rates of IRD of cores SO82-2, -4, -5, -7, LO09-21 and -23.

Figure 8: Stacked records of  $\text{CaCO}_3$ , volcanic particles and IRD accumulation rates of cores SO82-2, -4, -5, -7, LO09-21 and -23 and the correlation with IRD events in the North Atlantic and Nordic Seas.

Figure 9: Bulk content of coccoliths and IRD in core SO82-5.

TABLE 1

No.	Core	Depth (cm)	$^{14}\text{C}$ age (B.P.) (reservoir corr.)	Laboratory code
1	SO82-2 GKG	0	$855 \pm 75$	ETH-10019
2		27	$2890 \pm 150$	AAR-1388
3		40	$4075 \pm 70$	ETH-10020
4		1	$6420 \pm 130$	AAR-1389
5		49	$11,130 \pm 130$	AAR-1390
6		134	$22,940 \pm 270$	AAR-1391
7		192	$26,660 \pm 430$	AAR-1392
8	SO82-5 GKG	0	$1270 \pm 55$	ETH-10021
9		40	$5320 \pm 65$	ETH-10022
10	SO82-5 KAL	1	$3890 \pm 60$	ETH-10025
11		51	$9645 \pm 75$	ETH-10026
12		102	$16,240 \pm 120$	ETH-10027
13		171	$22,170 \pm 150$	ETH-12042
14				
15	LO09-23 KAL	120	$14,600 \pm 270$	AAR-1806
16		150	$18,750 \pm 270$	AAR-1807
17		250	$24,900 \pm 260$	AAR-1938
18		338	$27,750 \pm 580$	AAR-1809
19	SO82-7 KAL	1	$5050 \pm 350$	AAR-1966
20		189	$22,950 \pm 450$	AAR-1967
21		231	$25,650 \pm 500$	AAR-1968
22	LO09-21 KAL	170	$16,020 \pm 190$	AAR-1935
23		240	$19,590 \pm 170$	AAR-1936
24		380	$27,500 \pm 420$	AAR-1804
25		450	$31,750 \pm 480$	AAR-1937
26	SO82-4 GKG	0	$365 \pm 50$	AAR-1557
27		35	$2515 \pm 60$	AAR-1558
28	SO82-4 KAL	1	$5840 \pm 70$	AAR-1559
29		93	$10,460 \pm 90$	AAR-1894
30		101	$11,320 \pm 140$	AAR-1680
31		131	$13,270 \pm 190$	AAR-1681
32		156	$15,900 \pm 150$	AAR-1682
33		216	$18,470 \pm 190$	AAR-1683
34		284	$22,650 \pm 540$	AAR-1560
35		358	$27,600 \pm 300$	AAR-1895
36		411	$32,920 \pm 750$	AAR-1684
37		449	$34,150 \pm 620$	AAR-1896

Note: The  $^{14}\text{C}$ -ages were corrected for a ocean reservoir age of 400 yr.

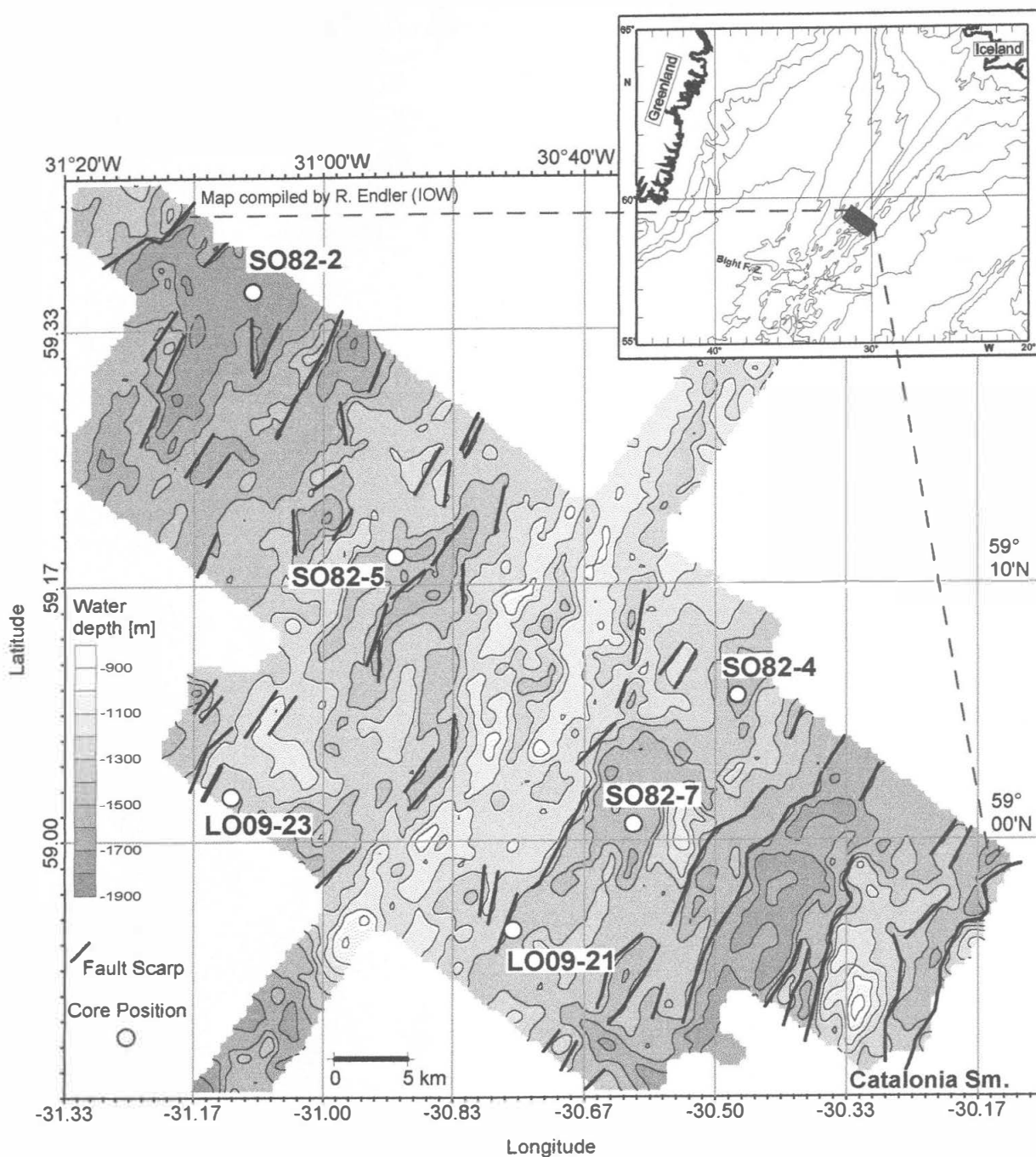


Fig. 1



$\delta^{18}\text{O}$  (‰) vs. PDB

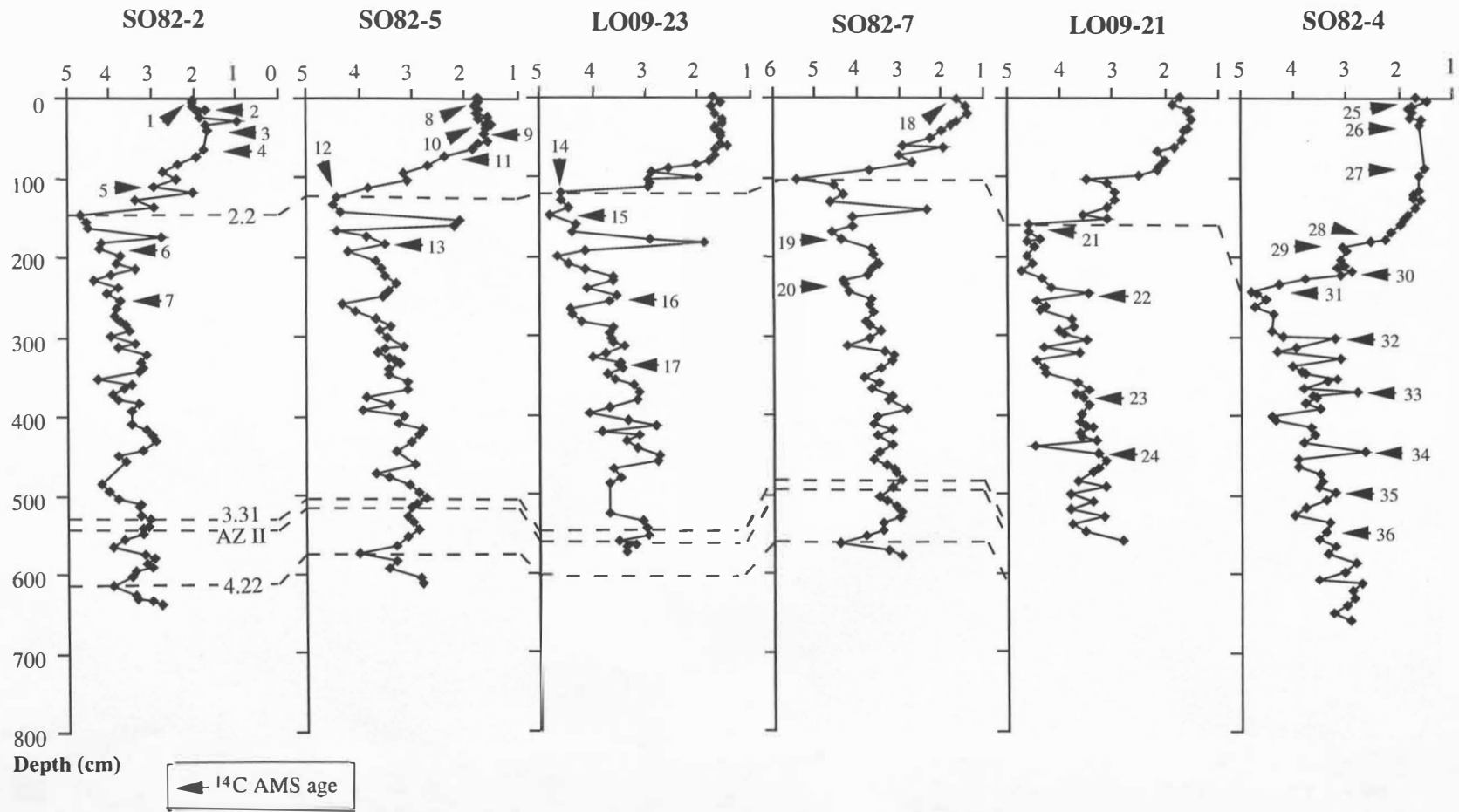


Fig. 2

# Calcium Carbonate Content (wt.-%) and Ice Rafted Detritus (Grain-%)

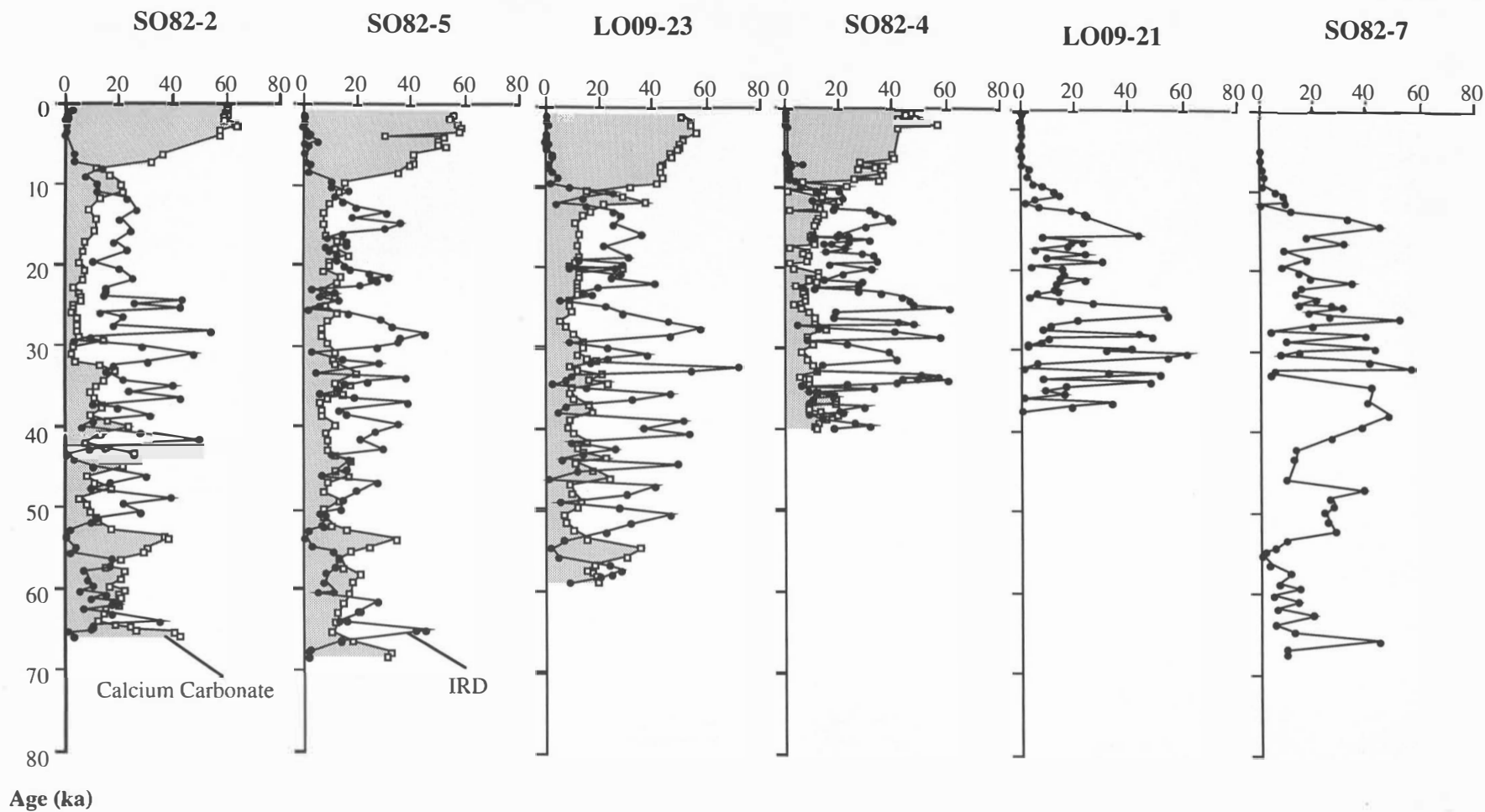


Fig. 3

# Accumulation Rates of $\text{CaCO}_3$ ( $\text{g/cm}^2 \cdot 10^3 \text{yr}$ )

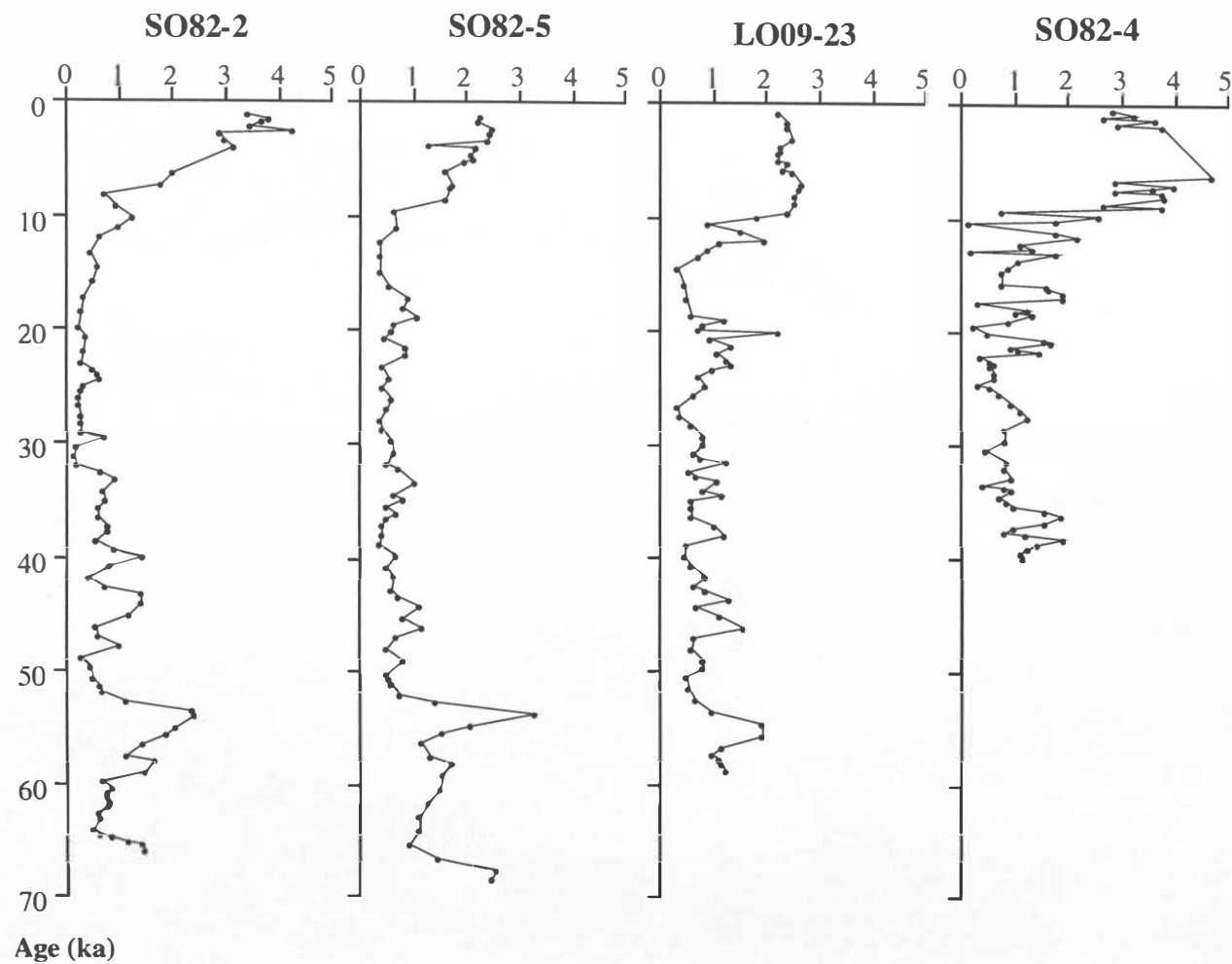


Fig. 4

# Polar and Subpolar Planktic Foraminifers (wt.-%)

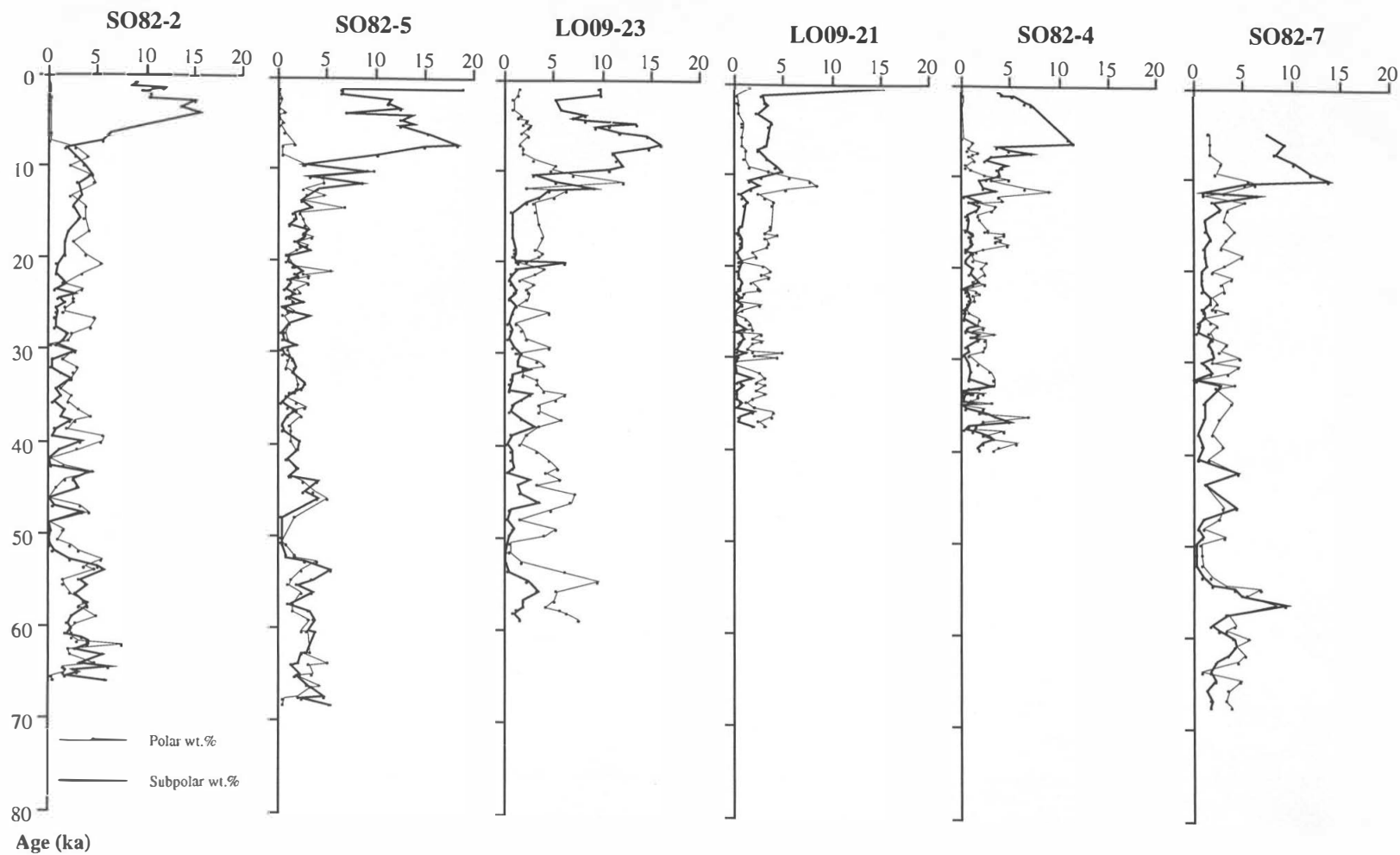


Fig. 5

## Core SO82-5

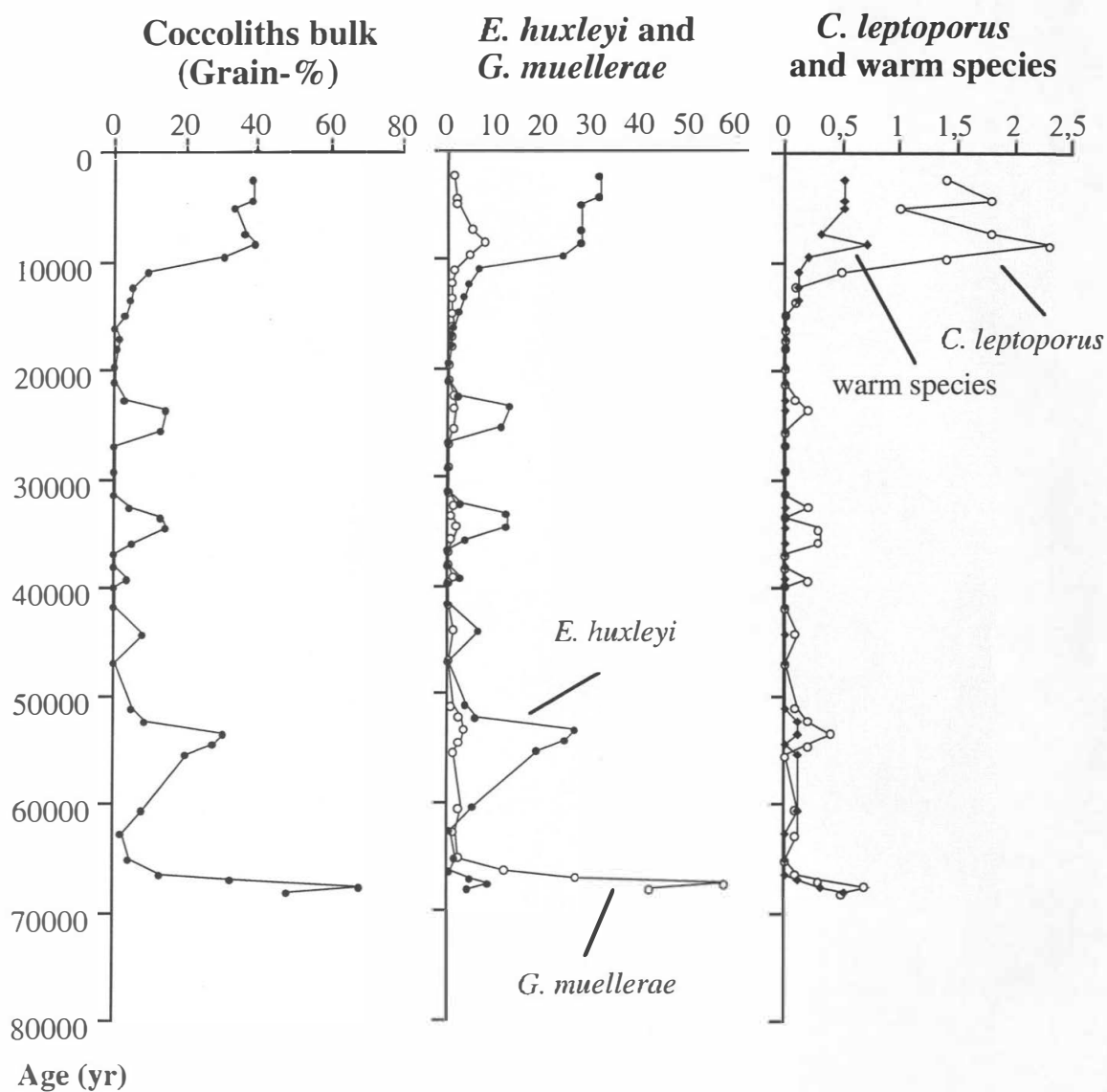


Fig. 6



# Accumulation Rates of IRD (g/cm<sup>2</sup>\*10<sup>3</sup>yr)

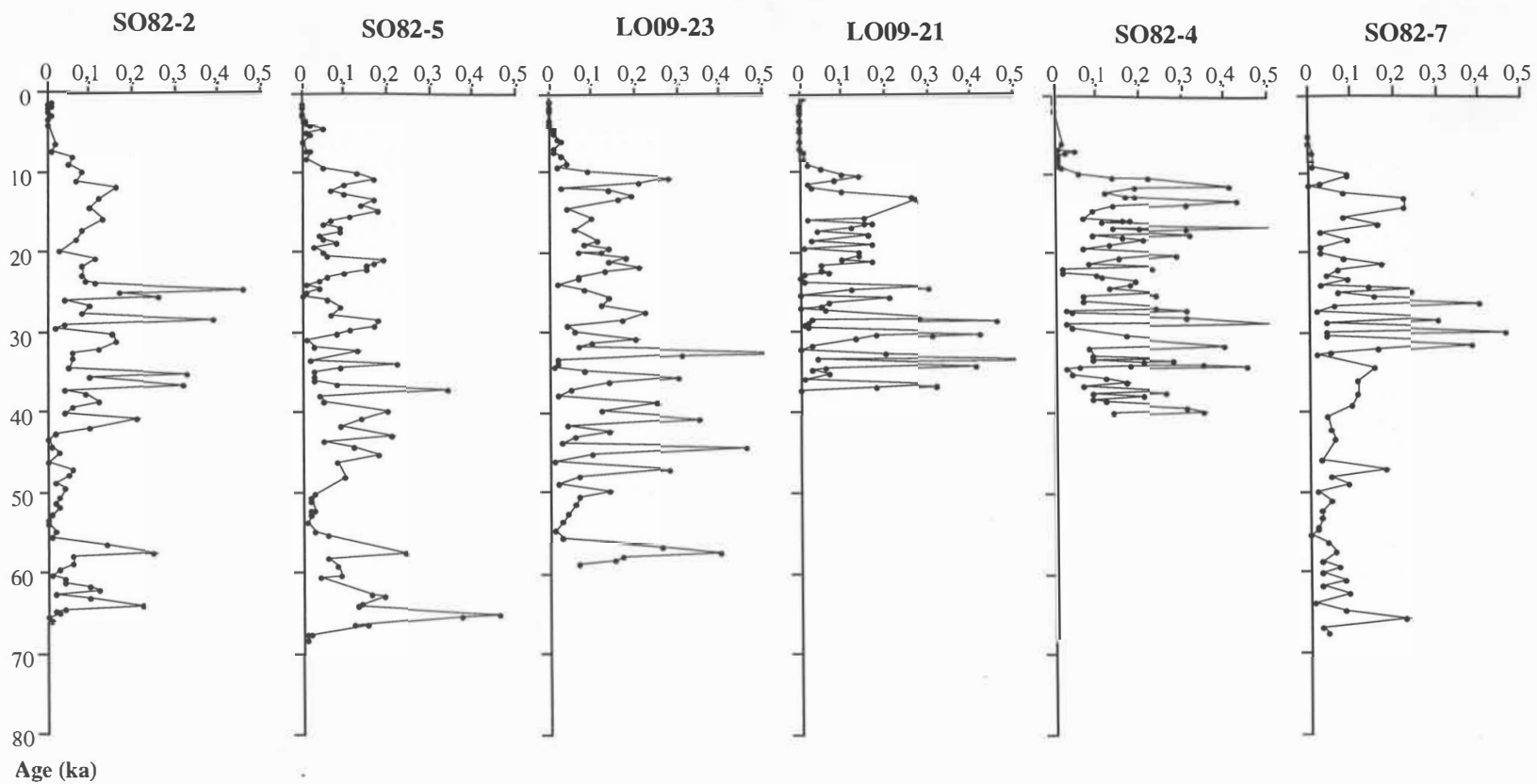
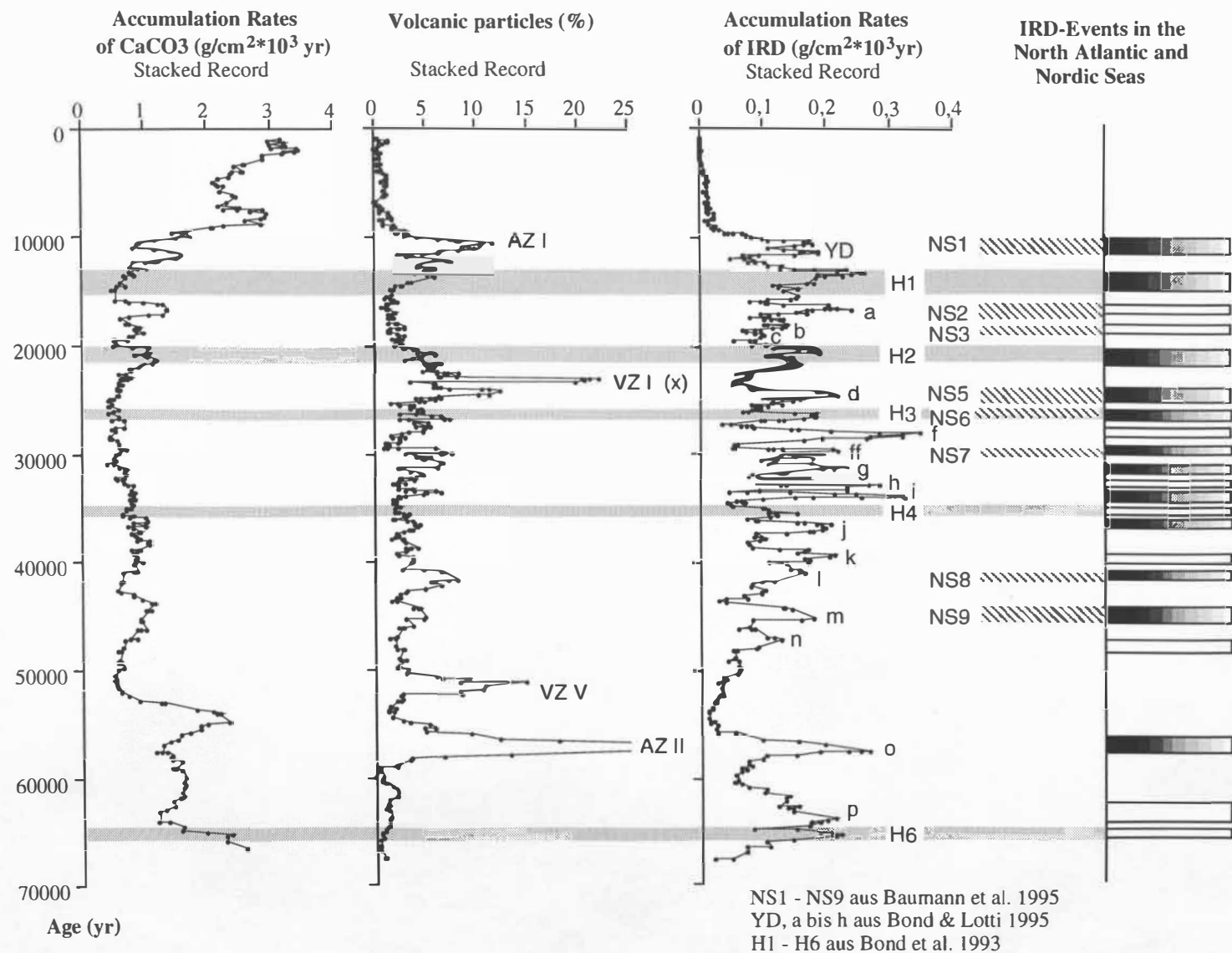


Fig. 7

Fig. 8



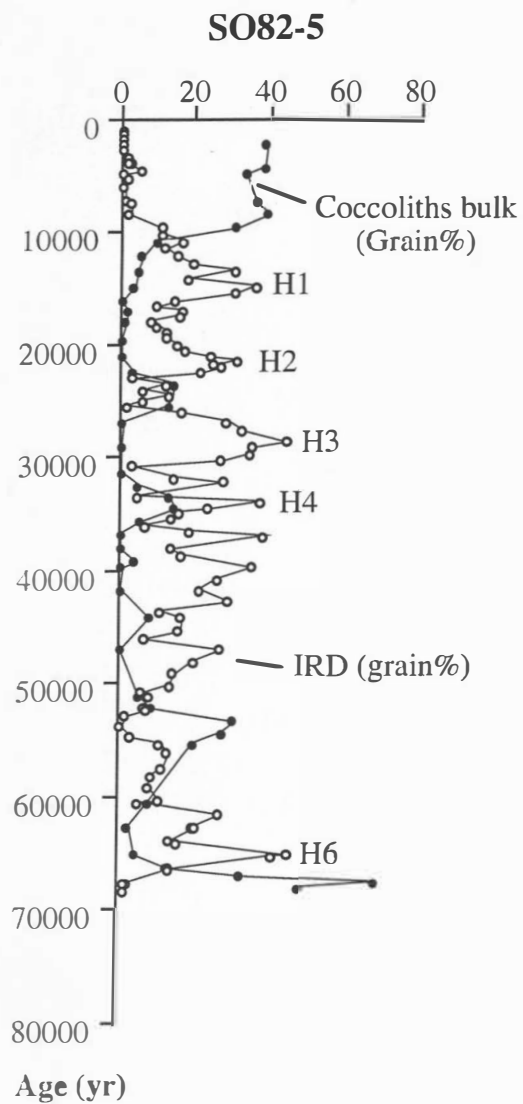


Fig. 9

#### 4 Zusammenfassung und Perspektiven

Das abgeschlossene Projekt bot zum ersten Mal die Gelegenheit, die Sedimentationsprozesse in einem Abschnitt des mittelozeanischen Rückens im Detail zu studieren. Die äußerst genaue akustische Kartierung der Bathymetrie und der Sedimentverteilung, zusammen mit der sehr hohen Probendichte machten es möglich, Beziehungen zwischen den ozeanographischen, topographischen und sedimentologischen Gegebenheiten herzustellen. Dabei zeigte sich, daß überregionale Prozesse des Sedimenteintrages - aus der Primärproduktion, dem lateralen Eintrag durch Tiefenströmungen und durch Eistransport während des letzten Glazials - von den lokalen topographischen Verhältnissen des Rückens überlagert und verändert werden können. Generelle regionale Strömungsregimes werden von morphologischen Formen lokal beeinflußt, Strömungsintensitäten erhöht oder erniedrigt und Strömungsrichtungen geändert. So entsteht ein Muster verschiedener Sedimenttypen, das in einer deutlichen Beziehung zur Rückenmorphologie steht. Die vulkanische Aktivität des Spreizungszentrums trägt nur wenig zum Partikeleintrag bei. Basaltische Gläser werden in nennenswerten Anteilen nur im engeren Bereich der Rückenachse abgelagert. Hydrothermale Aktivitäten konnten im Untersuchungsgebiet nicht nachgewiesen werden.

Auch wenn allgemein die Sedimentmächtigkeit von der Rückenachse zu den angrenzenden ozeanischen Becken zunimmt, so sind doch ganz beträchtliche Variationen in der Sedimentmächtigkeit im Bereich der Rückenflanken zu beobachten.

Exponierte Regionen wie der zentrale Rückenteil mit seinen axialen vulkanischen Rücken und offridge-seamounts sind durch starke Strömungen beeinflußt, wodurch es zur Bildung von Restsedimenten und stark transportsortierten Ablagerungen (Foraminiferensande) kommt. In strömungsgeschützten Tieflagen auf den Rückenflanken führt die hohe Akkumulation feinkörniger Sedimente zu großen Sedimentmächtigkeiten. Hinzu kommen lokale, ebenfalls Morphologie-gesteuerte Umlagerungsprozesse (mass flows, Turbidite).

Teilweise werden sehr hohe Sedimentationsraten erreicht und Kerne aus solchen Gebieten zeigen demzufolge auch eine hohe stratigraphische Auflösung. Diese Sedimentabfolgen ermöglichen es, die klimatischen und ozeanographischen Veränderungen im nordwestlichen Nordatlantik während der letzten 70 000 Jahre sehr genau nachzuvollziehen.

Die Ergebnisse zeigen somit, daß der Mittelozeanische Rücken einen sedimentologisch sehr interessanten Bereich darstellt. Die Wechselwirkung zwischen regionalen Prozessen und lokalen Einflüssen hebt den Sedimentationsraum „Mittelozeanischer Rücken“ deutlich von den ozeanischen Becken ab. Die mittels der Sedimentuntersuchungen festzustellende hohe hydrodynamische Variabilität im Rückenbereich hat sicher ihren Einfluß auf die Verteilung der Austauschprodukte zwischen Erdkruste und Meerwasser an aktiven Spreizungszonen. Die Bedeutung dieser Verteilungsmechanismen ist noch absolut unbekannt. Bedenkt man die, im Vergleich zum gesamten System der mittelozeanischen Rücken, winzige Ausdehnung des Untersuchungsgebietes und die großen Unterschiede in den geologischen Gegebenheiten im globalen MOR-System - wie Spreizungsgeschwindigkeit, morphologische Ausprägung, Wassertiefe, vulkanische und hydrothermale Aktivität u.a - so wird deutlich, daß zum Verständnis der großräumigen geologischen Zusammenhänge weitere Untersuchungen an möglichst vielen, möglichst unterschiedlichen Rückensegmenten folgen müssen.

## 5 Publikationen der Projektmitarbeiter

- ENDLER, R. & LACKSCHEWITZ, K.S. (Eds.) (1993): RV "SONNE"-Cruise SO82.- SO82A: Geophysical investigations along the Reykjanes Ridge, North Atlantic; SO82B: Sedimentation pattern of the Reykjanes Ridge, North Atlantic.- Meereswissenschaftliche Berichte, Inst. f. Ostseeforschung Warnemünde, **5**, 1-61.
- ENDLER, R., FÖRSTER, T., MOROS, M., TAUBER, F., LACKSCHEWITZ, K. S. & WALLRABE-ADAMS, H.-J. (1995). SO82 - Morphologie, Lagerungsverhältnisse und physikalische Eigenschaften der Sedimente am Reykjanes Rücken bei 59°N.- BMBF-Statusseminar „Marine-Geowissenschaften“, Bremen, 28.-30. März 1995.
- GEHRKE, B., LACKSCHEWITZ, K.S. & WALLRABE-ADAMS, H.-J. (1994): Rezente Sedimentation am mittelozeanischen Rücken (59°N - 60°N) - Topographie- und Hydrographie-gesteuerte Ablagerungsprozesse.- Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil I, H. **7/8**, 913- 925.
- GEHRKE, B., LACKSCHEWITZ, K.S. & WALLRABE-ADAMS, H.-J. (eingereicht): Late Quaternary sedimentation in the mid-oceanic Reykjanes Ridge: Clay mineral assemblages and depositional environment.- Geologische Rundschau
- LACKSCHEWITZ, K. S. & WALLRABE-ADAMS, H.-J. (1994). Spatial and temporal variability in sedimentary processes at the mid-Atlantik rift zone south and north of Iceland.- 14<sup>th</sup> Int. Sedimentological Congress, Recife, August 1994.
- LACKSCHEWITZ, K. S., BAUMANN, K. H., ENDLER, R., GEHRKE, B., THIEDE, J. & WALLRABE-ADAMS, H.-J. (1994). Sedimentationsprozesse am Reykjanes Rücken.- 2. BMBF Workshop „Meeres-Geowissenschaften“, Rostock, 25.-26. April 1994.
- LACKSCHEWITZ, K. S., BAUMANN, K. H., GEHRKE, B. & WALLRABE-ADAMS, H.-J. (1994). Sedimentation am Reykjanes Rücken: Abbild veränderlicher Umwelt- und Ablagerungsbedingungen in einer aktiven mittelozeanischen Riftzone.- Sediment 94, Greifswald, 25.-27. Mai 1994.
- LACKSCHEWITZ, K. S., GEHRKE, B., WALLRABE-ADAMS, H.-J. & THIEDE, J. (1995). Sedimentverteilung und Sedimentationsgeschichte am Reykjanes Rücken zwischen 59°N und 60°N.- BMBF-Statusseminar „Marine-Geowissenschaften“, Bremen, 28.-30. März 1995.
- LACKSCHEWITZ, K.S. & WALLRABE-ADAMS, H.-J. (eingereicht): Composition and origin of volcanic ash zones in Late Quaternary sediments from the Reykjanes Ridge: Evidence for ash fallout and ice-rafting.- Quaternary Research
- LACKSCHEWITZ, K.S., EIDAM, J., MRAZEK, J. & SCHMIDT, V. (1995): Studies on element bonding forms in sediments from the Reykjanes Ridge (59°N-60°N).- Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil I, **1/2**, 83-95.
- LACKSCHEWITZ, K.S., ENDLER, R., GEHRKE, B., WALLRABE-ADAMS & J. THIEDE (eingereicht): Morphology and modern depositional environment of the Reykjanes Ridge between 59°N-60°N: Evidence for topography- and current-controlled deposition.- Deep Sea Research
- LACKSCHEWITZ, K. S., BAUMANN, K.-H., GEHRKE, B., WALLRABE-ADAMS, H.-J., THIEDE, J., BONANI, G., ENDLER, R., ERLLENKEUSER, H. & HEINEMEIER, J. (1995): Late Quaternary northern ice sheets fluctuations: Evidence from short-term variations in the sediment composition of northwestern North Atlantic sediment cores.-



Vortrag, 5th Int. Conf. on Paleoceanography, Oct. 1995, Program and Abstracts, 102, Halifax.

LACKSCHEWITZ, K. S., BAUMANN, K.-H., GEHRKE, B., WALLRABE-ADAMS, H.-J., THIEDE, J., BONANI, G., ENDLER, R., ERLLENKEUSER, H. & HEINEMEIER, J. (in Vorb.): Late Quaternary northern ice sheets fluctuations: Evidence from short-term variations in the sediment composition of northwestern North Atlantic sediment cores.- (Paleoceanography).

WALLRABE-ADAMS, H.-J. & LACKSCHEWITZ, K.S. (Eds.) (1993): RV "PROF. LOGACHEV"- Cruise LO09 - Sediment distribution on the Reykjanes Ridge near 59° N.- Geomar Report, 23, 1-35.

WALLRABE-ADAMS, H.-J. & LACKSCHEWITZ, K. S. (1994). Sedimentation vulkaniklastischer Partikel am Reykjanes Rücken (59°N) - Charakterisierung und Korrelation.- Sediment 94, Greifswald, 25.-27. Mai 1994.

WALLRABE-ADAMS, H.-J. & LACKSCHEWITZ, K.S. (1994): R/V Professor Logachev Research Cruise 09 to the Reykjanes Ridge near 59°N (August - September 1993).- InterRidge News, 3, 8-11.

WALLRABE-ADAMS, H.-J., LACKSCHEWITZ, K. S. & THIEDE, J. (1991): Sedimentaufbau und Altersbestimmungen entlang der Achsenregion eines mittelozeanischen Rückens (Kolbeinsey-Rücken).- Vortrag, BMBF-Statusseminar Marine Geowissenschaften, Bremerhaven 11.-13. Sept. 1991.

WALLRABE-ADAMS, H.-J., LACKSCHEWITZ, K. S., GEHRKE, B. & THIEDE, J. (1995): The Mid-Ocean Ridge sedimentary environment.- Vortrag, EUG 8 Strasbourg, April 1995, TERRA abstracts, 259.

## Anhang

Zbl. Geol. Paläont. Teil I	1993	H. 7/8	913-925	Stuttgart, August 1994
----------------------------	------	--------	---------	------------------------

# Rezente Sedimentation am mittelozeanischen Reykjanes-Rücken (59°N-60°N) – Topographie- und Hydrographie-gesteuerte Ablagerungsprozesse

Recent sedimentation at the mid-oceanic Reykjanes Ridge (59°N-60°N) –  
topography- and hydrography-driven sedimentation processes

Von BETTINA GEHRKE, KLAS SVEN LACKSCHEWITZ und  
HANS-JOACHIM WALLRABE-ADAMS, Kiel

Mit 4 Abbildungen und 3 Tabellen im Text

GEHRKE, B., LACKSCHEWITZ, K. S. & WALLRABE-ADAMS, H.-J. (1994):  
Rezente Sedimentation am mittelozeanischen Reykjanes-Rücken (59° N -  
60° N) – Topographie- und Hydrographie-gesteuerte Ablagerungsprozesse.  
[Recent sedimentation at the mid-oceanic Reykjanes Ridge (59° N - 60°  
N) – topography- and hydrography-driven sedimentation processes.] – Zbl.  
Geol. Paläont. Teil I, 1993 (7/8): 913-925; Stuttgart.

**Abstract:** Documentation of recent sedimentary environment in the  
Reykjanes Ridge between 59° N and 60° N is based on the combination  
of results from grain-size analysis, settling-velocity measurements, clay  
mineral analysis and coarse-fraction analysis of surface sediments. Hydro-  
graphy- and topography-driven sea-floor transport processes overprint the  
"normal" pelagic sedimentation. In particular, the outer western ridge  
area at the edge of the Snorri drift and of the plateau area are influ-  
enced by bottom currents, while sheltered basins within the ridge area  
are accumulation areas for downslope-transported material.

**Zusammenfassung:** Die Kombination der Ergebnisse aus der Korngrößen-  
analyse, der Sinkgeschwindigkeitsmessung, der Tonmineraluntersuchung und  
der Grobfraktionsanalyse in den Oberflächensedimenten ermöglicht die  
Dokumentation der rezenten Sedimentationsverhältnisse am Reykjanes-  
Rücken zwischen 59° N und 60° N. Danach bilden sich bodennahe Trans-  
portprozesse, die von der Hydrographie und der Topographie gesteuert  
werden, in der sonst pelagisch geprägten Sedimentation ab. Der äußere  
westliche Rückenbereich am Rande der Snorri-Drift und Plateau-Bereiche  
im inneren Rückenbereich stehen besonders unter dem Einfluß von Boden-  
strömungen. Die geschützten Beckenbereiche innerhalb des Rückens sind  
hingegen Akkumulationsgebiete für umgelagertes Material.

0340-5109/94/1993-0913 \$ 3.25

© 1994 E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, D-70176 Stuttgart

## Studies on element bonding forms in sediments from the Reykjanes Ridge (59°N-60°N)

By KLAS SVEN LACKSCHEWITZ, Kiel, JÜRGEN EIDAM,  
JOHANN MRAZEK and VOLKER SCHMIDT, Greifswald

With 4 figures and 2 tables in the text

LACKSCHEWITZ, K. S., EIDAM, J., MRAZEK, J. & SCHMIDT, V. (1995): Studies on element bonding forms in sediments from the Reykjanes Ridge (59° N - 60° N). - Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1994 (1/2): 83-95; Stuttgart.

**Abstract:** The chemical composition of sediments from the Reykjanes Ridge is controlled by allochthonous and autochthonous processes. The surface sediments are characterized by relatively high contents of calcium-oxide and strontium. Calcium and strontium dominate in the carbonate phase due to the high content of biogenic carbonate. A high percentage of iron and manganese are bound to oxides and hydroxides. An indication of hydrothermal activity was not observed. A considerable portion of adsorbed barium is transported in clay minerals. The higher amounts of aluminium in glacial sequences indicate an enhanced input of terrigenous material; the increase of stable bonding elements points toward the large influence of detrital minerals. The distinct differences in the bonding characteristics of elements in these marine sediments in comparison to fluvial and coastal deposits could be due to the different environmental conditions.

**Zusammenfassung:** Die Elementzusammensetzung in den Sedimenten vom Reykjanes-Rücken wird durch allochthone und autochthone Prozesse bestimmt. Die Oberflächensedimente sind durch relativ hohe Gehalte an Calciumoxid und Strontium gekennzeichnet. Die überwiegend karbonatische Bindung von Calcium und Strontium ist auf den dominierenden Anteil biogenen Karbonats zurückzuführen. Eisen und Mangan liegen mehrheitlich als Oxide bzw. Hydroxide vor. Hydrothormaler Einfluß konnte nicht nachgewiesen werden. Barium ist zu einem beträchtlichen Teil in adsorbierter Form an Tonminerale gebunden. Die höheren Aluminiumwerte in den glazialen Sedimenten dürften vorwiegend auf einen verstärkten terrigenen Eintrag zurückzuführen sein; gleichzeitig erhöht sich dadurch auch der Anteil an stabilen Elementbindungen im Sediment. Die deutlichen Unterschiede in den Elementbindungsformen dieser vollmarinen Sedimente im

# InterRidge News

vol. 3, no. 1

Spring/Summer 1994

## The R/V Professor Logachev Research Cruise 09 to the Reykjanes Ridge near 59°N: Sediment Distribution on the Reykjanes Ridge (August - September 1993)

Hans-J. Wollrabe-Adams and Klas S. Lackschewitz

GEOMAR Research Centre for Marine Geosciences, Wischhofstr. 1-3, D-24148 Kiel, Germany

Beginning October 1, 1991, the GEOMAR Research Centre for Marine Geosciences, the Institute of Baltic Sea Research and the Geological Department of the University of Greifswald have carried out a joint project dealing with sedimentation processes on mid-ocean ridges. The project is supported by the Federal Ministry for Research and Technology (as part of GEOMAR project no. 03R619A). The scientific program is closely connected to the international ridge research program InterRidge and the German national initiative DeRidge and is the follow-on project from similar investigations in the area of the Kolbeinsey Ridge from 1988 to 1990.

The project's scientific objective is to develop a model for the genetic evolution of the depositional environment of the mid-ocean ridge (MOR). Depositional processes being active at mid-ocean ridges, the spatial and temporal variability of these processes and consequently the various sedimentary facies, are principal objectives of investigation. Main thematic topics attempt to char-

acterise different types of sedimentary facies and their genetic development and particle associations. Moreover, we focus on distribution patterns of distinct sedimentary facies, on the chronological order of facies types, including their genetic processes, and the demarcation of MOR sediments from adjacent basin sediments. The area of investigation is the Reykjanes Ridge between 58° N and 60° N.

During the Cruise SO82 aboard the R/V Sonne in Oct. 92, a segment of the ridge was mapped with the *Hydrosweep* multi-beam echo sounder and the sub-bottom profiler systems *Parasound* and *SEL90* (figure 1). Seven sites were cored with a large box corer, a giant gravity corer and a gravity corer (Endler and Lackschewitz, 1993). The first part of Cruise LO09 was based on the results of the SO82b cruise. Promising site positions were selected with the help of the bathymetric map and acoustic profiles. On this basis sixteen stations were selected. During the second part of the cruise program an additional

area was mapped by thirteen SEL90 acoustic tracks. On the basis of these tracks seven sites were selected and cored.

The sedimentation environment in the study area is highly variable. Morphologically, three different sediment covered features are important: the rift valley at the active spreading centre, contains only thin and patchy sedimentary deposits; on the flanks of the ridge, basins are filled with thick sedimentary sequences and some elevated plateaux also show sediment coverage. Some special current controlled conditions have been observed near a seamount at 58°53'N and 30°19'W (Catalonia Seamount). Generally, the thickness of sediments increases with increasing distance from the ridge crest. The lithology of the sediments varies between nannofossil-foraminiferal oozes, foraminiferal sands, sponge spicule rich sediments, clayey sediments, and volcanic ashes. Some deposits, especially in the vicinity of the Catalonia Seamount are strongly influenced by bottom currents. The pelagic input is dominated by plank-



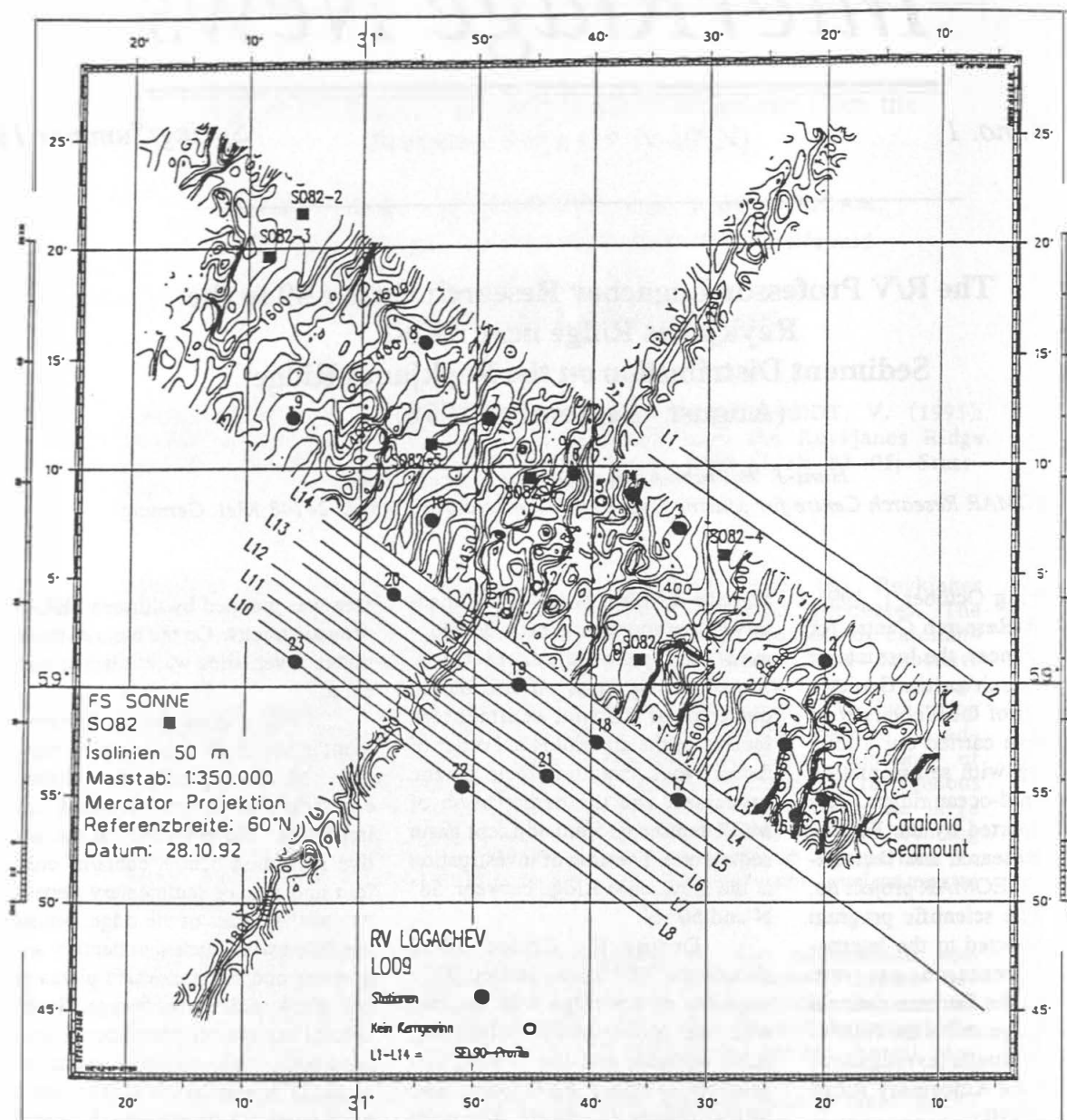


Figure 1. Study area of LO09 with site positions and SEL90 acoustic tracks (open symbols = no recovery); including SO82 stations from the cruise with R/V Sonne (Endler and Lackschewitz, 1992).

tonic foraminifers (e.g. *Globigerina bulloides* and *Neogloboquadrina pachyderma*) and calcareous nannoplankton. Sponges and sponge spicules are an important biogenic component. Volcanic material occurs in the sediments from the ridge crest, indicating volcanic activity and in distinct layers of subaerially transported ashes coming from terrestrial sources, e.g. Iceland.

In more detail some results can be concluded as follows:

#### Surface sediments

The differences in composi-

tion of the surface sediments suggest recent changes in the sedimentation processes in the study area. The majority of the surface sediments are marked by the influx of carbonate pelagic particles (planktic foraminifera, coccoliths). The planktonic foraminifera are dominated by the form *Globigerina bullioides* (D'ORBIGNY) which in large occurrences indicates the influence of a temperate water mass.

Autochthonous sponge spicules were observed at four stations (7, 8, 14, 17). They often

formed dense mats of several centimetre thickness. Similar occurrences have been reported in the areas of the mid-ocean ridge and seamounts at the Kolbeinsey Ridge in the Iceland Sea (Lackschewitz, 1991) as well as on the Jan Mayen Spur and the Vesterisbanken Seamount in the Greenland Sea (Henrich et al., 1992). These spicule mats are formed through the *in situ* decay of dead porifera and the subsequent deposition of the remaining spicules. This process also forms the substrate for the growth of subsequent generations

individual sponges. The resulting spicule mats provide tiny hollows and niches in which fine material and microfossils are collected, e.g. the foraminifera seen in the darker sponge mats of Station 14.

The occurrences of microsp sponge needles (in the sediments of a steep slope east of the central graben, Station 14) suggest a differing oceanographic environment. The exact relationship between autochthonous spicules and marine environment is not yet clear and should be the topic of further study. The occurrence of differing bottom current relationships, as observed by

Dietrich & Kontar (1990) on the Reykjanes Ridge, help to explain the wide bathymetric distribution of the spicules.

In contrast to the spicule rich localities, the clay rich stations (LO09-17, -18, -19, and -20) are indicators of depositional areas protected from strong currents. Three of these stations lie in the basin within the ridge (figure 1). Station 18 lies north of the Station SO82-7 (R/V Sonne Cruise 82) in the same basin. Sedimentary studies of this Station also demonstrated a large component of clay. Grain-size and settling velocity analyses character-

ise this region as an accumulation area for eroded and weathered material (Gehrke et al., in press). Further studies are necessary to determine if this is also the case for Stations 17, 19 and 20.

The foraminiferal sand facies on the slope of the Catalonia Seamount are interpreted as the result of winnowing and reworking by bottom currents. This is similar to results obtained by Gehrke et al. (in press) from surface sediments of the outer western Reykjanes Ridge and of the plateau area in the central ridge. Numerous measurements in the western North Atlantic have

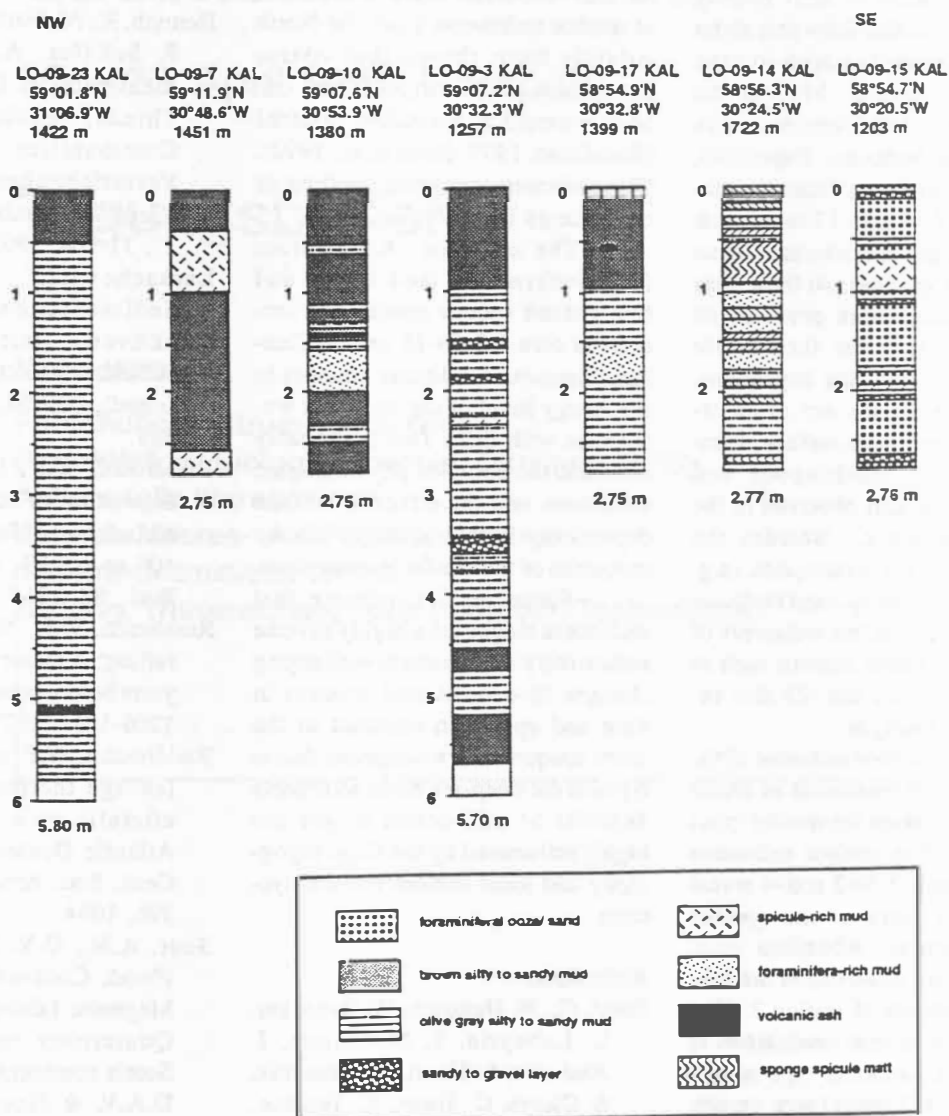


Figure 2. Lithology of GGC cores of LO09.

shown persistent westerly and south-westerly currents of 5-20 cm/s (Shor et al., 1984).

An increase in the amount of brown (basaltic) volcanic glass in the central graben (Station 6) provides evidence for submarine volcanic activity along the ridge axis. The free form blocky vesicle of the glasses suggests a hyaloclastic origin. Other stations in the central graben were devoid of volcanogenic sediments. The clear silicic glasses of Station 23 document large, inter-regional subaerial eruptions. There is no clear indicator as to their origin, they could have easily travelled many thousand kilometres.

#### *Benthic fauna*

The benthic fauna of the deeper, oceanic regions of the Reykjanes Ridge is still poorly known. First results show that some of the surface samples seem to have a rich benthic fauna. Most of the samples were taken from sites with fine, soft mud bottoms. Especially, the surface sediments from the stations LO-09-7, -8 and -17 have a rich epifauna and are characterised by an abundance of sponges. At these sites the spicule meshwork provides an ideal substratum for fixosessile benthic organisms like bryozoans. Branched bryozoans are often attached to the sediment surface. Concentrations of brachiopods and pteropods were also observed in the spicule meshwork. Besides the sponges there are gastropods (e.g. *Conus* sp., *Turritella* sp.) and molluscs (e.g. *Pecten* sp.) on the sediments of these stations. Other stations such as LO-09-15, -19, -22 and -23 also exhibited some sponges.

On the surface sediment of the station LO-09-9 fragments of basalt form the substratum for smaller types of sponges. The surface sediments of the stations LO-09-3 and -4 reveal some brittle stars of the species *Ophiura textura*. Abundant coral fragments were observed in the sub-surface sediments of station 3. The red corals are several centimetres in length and of *Lophelia* type including *L. pertusa* (Linne) (pers. comm. A. Freiwald).

#### *Subsurface sediments*

The cores are characterised by brown and olive coloured pelagic

sediments often intercalated by spicule rich layers. In addition, some cores reveal tephra layers of different composition and texture. Simplified lithologic profiles from the cores are shown in figure 2.

A basaltic ash layer were observed in core 10. This ash layer is the only indicator in the cores of volcanic activity in the Late Quaternary. The ash layer in the sediments of core 23 matches the widespread Ash Zone II in the North Atlantic both in form and position in the core. This zone is dated at 57,500 yr B.P. by Ruddiman and McIntyre (1984). These tephra layers can provide important local stratigraphic markers.

Disperse coarse-grained (> 100 µm) terrigenous material was observed spread throughout most of the cores recovered. Previous studies of marine sediments from the North Atlantic have shown that coarse terrigenous particles (> 63 µm) can be interpreted as ice-rafted material (Ruddiman, 1977, Bond et al., 1992). This indicates occasional melting of the icebergs in the region.

The common change from foraminifera-rich sand layers and fine-grained sponge needle-rich sections in core LO-09-15 on the Catalonia Seamount indicates changes in the energy level of the sea-floor water mass with time. This is probably related to the complex physiographic conditions and the effect of latitude dependent climatic changes on the properties of the sea-floor water mass.

These results indicate that mid-ocean ridges are a highly diverse sedimentary environment with strong changes in depositional process in time and space. In contrast to the more unique and widespread facies types of the deep-sea basin sediments deposits of mid-ocean ridges are highly influenced by the ridge topography and local bottom current systems.

#### References

- Bond, G., H. Heinrich, W. Broecker, L. Labeyrie, J. McManus, J. Andrews, S. Huon, R. Jantschik, S. Clasen, C. Simet, K. Tedesco, M. Klas, G. Bonani, and S. Ivy, Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period, *Nature*, 360, 245-249, 1992.
- Dietrich, P.G. and E.A. Kontar, Ermittlung aktueller Bedingungen am Meeresboden mit Hilfe autonomer Bodenstationen, *Z. angew. Geol.* 36, 292-296, 1990.
- Endler, R. and K.S. Lackschewitz, Cruise Report RV Sonne Cruise SO82, 1992, Marine Scientific Reports, 5, 61p., Warnemünde, 1993.
- Gehrke, B., K.S. Lackschewitz, and H.-J. Wallrabe-Adams, Rezente Sedimentation am mittelozeanischen Reykjanes Rücken (59°N - 60°N) - Topographie- und Hydrographie-gesteuerte Ablagerungsprozesse, *Zbl. Geol. Paläontol. Teil I*, in press.
- Henrich, R., M. Hartmann, J. Reitner, P. Schäfer, A. Freiwald, S. Steinmetz, P. Dietrich, and J. Thiede, Facies Belts and Communities of the Arctic Vesterisbanken Seamount (Central Greenland Sea), *Facies*, 27, 71-104, 1992.
- Lackschewitz, K.S., Sedimentationsprozesse am aktiven mittelozeanischen Kolbeinsey Rücken (nördlich von Island), *GEOMAR Report*, 9, 1-133.
- Ruddiman, W.F., Late Quaternary deposition of ice-rafted sand in the subpolar North Atlantic (lat. 40° to 65°N), *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 1813-1827, 1977a.
- Ruddiman, W.F., North Atlantic ice rafting: A major change at 75,000 years before present, *Science*, 196, 1208-1211, 1977b.
- Ruddiman, W.F. and A. McIntyre, Ice-age thermal response and climatic role of the surface Atlantic Ocean, 40°N to 63°N, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95, 381-396, 1984.
- Shor, A.N., D.V. Kent, and R.D. Flood, Contourite or turbidite? Magnetic fabric of fine-grained Quaternary sediments, Nova Scotia continental rise. In: Stow, D.A.V. & Piper, D.J.W. (eds.), *Fine-grained Sediments; Deep-water Processes and Facies*, *Geol. Soc. Special Publ.*, 15, 257-273, 1984.

## **2. Workshop**

# **„MEERES- GEOWISSENSCHAFTEN“**

**25. – 26. April 1994, Rostock**

## **Tagungsbericht**

### **Veranstalter:**

**Forschungszentrum Jülich GmbH  
Projektträger Biologie, Energie, Ökologie (BEO),  
Außenstelle Warnemünde  
Bereich Meeres- und Polarforschung,  
des Bundesministeriums für  
Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie**

## SEDIMENTATIONSPROZESSE AM REYKJANES RÜCKEN

(Verbundprojekt: Der aktive mittelozeanische Rücken; Forschungsfahrten SONNE 82 und Professor Logachev 09)

Lackschewitz, K.S., Baumann, K.H., Endler, R., Gehrke, B., Thiede, J. & Wallrabe-Adams, H.-J.

Die morphologischen und geologischen Verhältnisse von mittelozeanischen Rücken verursachen komplexe Wechselwirkungen zwischen Tektonik, Vulkanismus und Sedimentation. Mit Hilfe detaillierter Sedimentuntersuchungen lassen sich die geologischen Verhältnisse besonders gut im nördlichen Mittelatlantischen Rücken charakterisieren, da hier die geringen Spreizungsraten ( $< 5 \text{ cm/Jahr}$ ) und die meist hohen Sedimentationsraten zu relativ mächtigen Ablagerungen führen.

Das Arbeitsgebiet liegt bei  $59^{\circ}5' \text{ N } 30^{\circ}45' \text{ W}$  und hat eine Erstreckung von ca.  $30 \times 70 \text{ km}^2$ . Es überdeckt sowohl den zentralen Bereich als auch die nach NW und SE abfallenden Rückenflanken. Hydrosweep-Messungen zeigen den stark gegliederten Aufbau des Rückens mit Zentralgraben, Grabenschultern und Flankenbereich. Zentralgraben und Grabenschultern sind deutlich segmentiert und haben eine Orientierung, die ca.  $10^{\circ}$  von der Rückenachse abweicht. Diese "en echelon" - Strukturen sind typisch für den Reykjanes Rücken. Rückenparallele Becken und Hochlagen sowie Seamounts gliedern die Flankenbereiche.

Die Ergebnisse der sedimentechographischen Vermessung mittels Parasound und SEL 92 spiegeln Verteilungsmuster und Mächtigkeiten der Sedimente in den einzelnen Rückenbereichen wider. Keine bzw. nur geringmächtige Ablagerungen wurden im zentralen Bereich sowie auf exponierten Hochlagen angetroffen. Mit zunehmenden Abstand zur Rückenachse wird die Sedimentbedeckung geschlossener und erreicht Mächtigkeiten von über 50 m in den Flanken und Beckenregionen. Die akustischen Aufnahmen zeigen eine deutliche Stratifizierung der Sedimente, die nach den "physical property" - Messungen vorwiegend auf Variationen der Dichte zurückzuführen sind.

Die Kombination der Ergebnisse aus Korngrößenanalyse, Sinkgeschwindigkeitsmessung, Tonmineraluntersuchung und Grobfraktionsanalyse in den untersuchten Sedimenten ermöglicht die Dokumentation der spätquartären Sedimentationsverhältnisse am Reykjanes Rücken zwischen  $59^{\circ}\text{N}$  und  $60^{\circ}\text{N}$ . Hohe Karbonatgehalte (bis 60 Gew.-%) und Planktongemeinschaften mit überwiegend warm-adaptierten Arten in den Sedimentoberflächen dokumentieren einen hohen Karbonatfluß unter nordatlantischen Wassermassen. Die Zusammensetzung der kalkigen Nannoplanktongemeinschaft ist typisch für den Nordatlantik. Einige Stationen im äußeren und inneren Rückenbereich weisen gut sortierte, Foraminiferensande mit einem auffällig hohen Anteil subpolarer planktischer Foraminiferenarten auf. Dies kann durch eine selektive Anreicherung der planktischen Foraminiferen bei Resuspension und Lateraltransport aufgrund starker Bodenströmungen gedeutet werden. Die aus den Korngrößenparametern



berechneten Strömungsgeschwindigkeiten zeigen eine gute Übereinstimmung mit den aus der Literatur bekannten maximalen Strömungsmessdaten von bis zu  $25 \text{ cm/s}^{-1}$ . Somit bilden sich bodennahe Transportprozesse, die von der Hydrographie und der Topographie gesteuert werden, in der sonst pelagisch geprägten Sedimentation ab. Die geschützten Beckenbereiche innerhalb des Rückens sind dabei meist Akkumulationsgebiete für tonig-siltige Partikel. Der hohe Feinkornanteil verbunden mit hohen Smektit-Gehalten deutet hier auf einen erheblichen Eintrag von resuspendingem Material, verursacht durch bodennahe erosive Strömungen auf dem isländischen Schelf und der Island-Faröer-Schwelle. Erhöhte Anteile von hyaloklastischen Gläsern werden in den Oberflächensedimenten nur innerhalb des Zentralgrabens beobachtet. Sie weisen auf Eruptionen mit hydroklastischen Fragmentierungsprozessen hin.

Die gute stratigraphische Auflösung der Kernesedimente und deren detaillierte Beprobung ermöglichte es, wichtige Erkenntnisse über die Wechsel der zeitlichen Sedimentationsmuster im Bereich des Untersuchungsgebietes am Reykjanes Rücken zu gewinnen. Bilanzierungen der biogenen und terrigenen Komponenten zeichnen klima- und ozeanographie-induzierte Veränderungen im Sedimenteintrag während der letzten 80 ky nach. Die heutige Karbonat- und Planktonverteilung etablierte sich vor ca. 9 ka. Jedoch deuten Veränderungen innerhalb der Nannoplanktongemeinschaft im Holozän auf sich geringfügig ändernde Umweltbedingungen. Im Zeitabschnitt 28-9 ky werden dagegen niedrige Karbonatgehalte und eine überwiegend subpolare Planktongemeinschaft aufgezeichnet. Das zeitweilige Fehlen von kalkigem Nannoplankton deutet auf stark glazial geprägte Oberflächenwassermassen. Zudem ist der Zeitabschnitt von 70 bis 10 ka durch Phasen mit einem deutlich erhöhten Eintrag von groben terrigenen Material gekennzeichnet. Dies wird auf einen erhöhten Eintrag von Gletschern verbunden mit einem verstärktem Abschmelzen des Eises innerhalb des Arbeitsgebietes zurückgeführt. Neben einigen der bereits bekannten "Heinrich-Events" sind in diesem Zeitabschnitt noch weitere deutliche terrigene Peaks dokumentiert. Episodisch auftretende temperierte Faunenelemente lassen vermuten, daß auch innerhalb des letzten Glazials kurzfristig wärmere Wassermassen bis in den nordwestlichen Nordatlantik vorgedrungen sind.

Vulkanische Aschen mit Gläsern unterschiedlichster Ausbildung sind die Folge unterschiedlichster Eruptionsmechanismen. Neben den charakteristischen subaerischen Tephra-Horizonten AZ I und AZ II des Nordatlantiks treten auch submarine Tephra-Horizonte auf.

Die Ergebnisse von Sinkgeschwindigkeitsanalysen an Kernesedimenten aus den Becken der Rückenflanken zeigen im Holozän große Ähnlichkeit mit den mehrmodaligen Sinkgeschwindigkeitsmustern der Oberflächensedimente. Die Sinkgeschwindigkeitsverteilungen der Sedimente des letzten Glazials sind dagegen durch eine ausgezeichnete Sortierung innerhalb des Feinsandbereichs gekennzeichnet. Dies wird auf den stärkeren Einfluß bodennaher Strömungen auch in den sonst geschützteren Beckenbereichen zurückgeführt.

# **GREIFSWALDER GEOWISSENSCHAFTLICHE BEITRÄGE**

**Reihe A Band 2**



## **SEDIMENT 94**

**9. Sedimentologen-Treffen vom 25. bis 27. Mai in Greifswald**

### **Kurzfassungen der Vorträge und Poster**

**herausgegeben von**

**Ralf-Otto Niedermeyer, Heiko Hüneke und Thomas Scholle**

**Fachbereich Geowissenschaften  
der Ernst-Moritz-Arndt-Universität  
Greifswald 1994**

## SEDIMENTATION AM REYKJANES RÜCKEN: ABBILD VERÄNDERLICHER UMWELT- UND ABLAGERUNGSBEDINGUNGEN IN EINER AKTIVEN MITTELOZEANISCHEN RIFTZONE

Lackschewitz, K.S., Baumann, K.-H., Gehrke, B. & Wallrabe-Adams, H.-J.  
GEOMAR Forschungszentrum, Kiel

An spätquartären Sedimenten des nördlichen Reykjanes Rückens wurden detaillierte sedimentologische und mineralogische Untersuchungen durchgeführt, um die verschiedenen Faktoren, die die Zusammensetzung und Verteilung der Sedimente beeinflussen, zu rekonstruieren.

Das Arbeitsgebiet ist durch eine aktive Spreizungszone mit einem Zentralgraben charakterisiert. Die Grabenschultern sind 200-300m hoch. Die nach Nordwesten bzw. Südosten abfallenden Rückenflanken sind rückenparallel in Becken und Hochlagen gegliedert.

Das Meeresgebiet zwischen 55° und 65° N ist durch komplexe hydrographische Verhältnisse geprägt, welche durch die komplizierte Meeresbodentopographie im Bereich des Rückens zu erklären sind. Das Nordost-Atlantische Tiefenwasser fließt zunächst entlang der E-Flanke des Reykjanes Rückens nach Süden. Durch die "Charlie-Gibbs-Fracture-Zone" passiert das Tiefenwasser den Mittelatlantischen Rücken in das westliche Becken, wobei ein Großteil des Tiefenwassers der W-Flanke des Reykjanes Rückens nach Norden in das Irminger Becken folgt.

Während des Holozäns bestehen die Sedimente des Untersuchungsgebietes überwiegend aus biogenen Komponenten. Hohe Karbonatgehalte (bis 60 Gew.-%) und Planktongemeinschaften mit überwiegend warmadaptierten Arten dokumentieren einen hohen Karbonatfluß unter den nordatlantischen Wassermassen. Die Zusammensetzung der kalkigen Nannoplanktongemeinschaft ist typisch für den Nordatlantik. Die heutige Karbonat- und Planktonverteilung etablierte sich vor ca. 9 ka. Jedoch deuten Veränderungen innerhalb der Nannoplanktongemeinschaft im Holozän auf sich geringfügig ändernde Umweltbedingungen. Die Korngrößenverteilung und auch Sinkgeschwindigkeitsverteilungskurven der Sedimente weisen im Untersuchungsgebiet häufig große lokale Unterschiede auf. Es lassen sich mehrere Zonen abgrenzen. In den Becken innerhalb der Rückenflanken sind überwiegend schlecht sortierte Sedimente verbreitet. Der hohe Feinanteil deutet dabei auf geringe bodennahe Strömungen. Im letzten Glazial dokumentiert die gute Sortierung im Feinsandbereich noch einen stärkeren Einfluß bodennaher Strömungen auch in den sonst geschützteren Beckenbereichen.

Im äußeren Rückenbereich, am Fuß von Seamounts und auf Plateaus der Rückenflanken treten lokal gut sortierte Feinsande auf. Berechnungen zeigen, daß dabei Strömungsgeschwindigkeiten von bis zu 25 cm/s erreicht wurden.

Während der letzten 80 ky bestimmten auch glaziale Prozesse die Sedimentgenese. So ist der Zeitabschnitt von 70 ka bis 10 ka durch Phasen mit einem erhöhten Eintrag von groben terrigenen Material gekennzeichnet. Dies wird auf eine zunehmende Eisdrift, verbunden mit einem verstärktem Abschmelzen des Eises innerhalb des Arbeitsgebietes zurückgeführt. Neben einigen der bereits bekannten "Heinrich-Events" sind in diesem Zeitabschnitt noch weitere deutliche terrigene Peaks dokumentiert. Der Zeitabschnitt von 28 ka bis 9 ka ist durch besonders niedrige Karbonatgehalte und eine überwiegend subpolare Planktongemeinschaft charakterisiert. Das zeitweilige Fehlen von kalkigem Nannoplankton deutet auf stark glazial geprägte Oberflächenwassermassen.

Vulkanische Aschen mit Gläsern unterschiedlichster Morphologie dokumentieren vulkanische Ereignisse als Folge subaerischer und/oder submariner Eruptionen.

## GEOCHEMISCHE FAZIESANALYSE AN SEDIMENTEN DES REYKJANES RÜCKENS (59°N-60°N)

Lackschewitz, K.S.<sup>1</sup>, Eidam, J.<sup>2</sup>, Gehrke, B.<sup>1</sup>, Mrazek, J.<sup>2</sup>, Schmidt, V.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> GEOMAR Forschungszentrum, Kiel

<sup>2</sup> Fachrichtung Geowissenschaften, Univ. Greifswald

Die Elementverteilung in pelagischen Sedimenten wird neben der authigenen Bildung vorwiegend durch zwei Prozesse gesteuert, zum einen durch die detritische Zufuhr aus kontinentaler Verwitterung, zum anderen durch den biogenen Beitrag in Form von kalkigen und kieseligen Organismen.

Neben der biogenen, detritischen und hydrogenen Komponente kann die vulkanogene Komponente an mittelozeanischen Rücken (MOR) von großer Bedeutung sein. Das Auftreten verschiedenster Minerale und Partikelassoziationen in den MOR-Sedimenten haben somit unterschiedliche geochemische Zusammensetzungen zur Folge, die wichtige Veränderungen in den Ablagerungs- und Umweltbedingungen dokumentieren können.

Der Schwerpunkt der hier vorgelegten Untersuchungen liegt auf der Erfassung der geochemischen Variabilität der Oberflächensedimente aus dem Bereich des mittelozeanischen Reykjanes Rückens. Auf dieser Basis können die Zusammensetzung und die räumliche Verbreitung lokaler Elementanreicherungen und -verarmungen quantifiziert und die Ablagerungsbedingungen geochemisch-faziell charakterisiert werden.

Haupt- und Spurenelementbestimmungen erlauben eine geochemische Klassifizierung der Oberflächensedimente. Eine weitere geochemische Präzisierung konnte durch die Bestimmung der Bindungsformen der Elemente erreicht werden. Mit Hilfe der selektiven chemischen Extraktion ist die Phasenverteilung der Elemente ermittelt worden. Insgesamt wurden für die Extraktion 6 Phasen unterschieden (Adsorption und Kationenaustausch, karbonatische, leicht reduzierbare und mäßig reduzierbare Phase, organische Fraktion bzw. Sulfide, Residualfraktion).

CaO, hauptsächlich mit kalkigen biogenen Partikel verknüpft, und SiO<sub>2</sub>, im wesentlichen repräsentiert durch lithogene Komponenten, haben zusammen meist mehr als 50 %. Neben Ca ist auch Sr primär an die karbonatische Phase gebunden. Fe ist neben Al der dritthäufigste Elementbestandteil, der überwiegend in Form amorpher Fe-Oxide vorliegt. An diese Phase sind insbesondere die Schwermetalle, wie z.B. Zink und Kupfer, gebunden. Lokal treten in einzelnen Oberflächensedimenten leicht erhöhte Zn-Werte im Vergleich zum Mittelwert der übrigen Proben auf. Barium liegt im wesentlichen adsorptiv bzw. karbonatisch gebunden vor, jedoch ist bei einzelnen Stationen der überwiegende Anteil in der Residualfraktion ermittelt worden. Diese Proben zeichnen sich durch einen besonders niedrigen Tonmineralanteil (< 10%) aus. Die dadurch verringerte Möglichkeit zur Adsorption an die Tonminerale ist auch durch die niedrigeren Mg-Gehalte in der Residualfraktion dokumentiert. Darüberhinaus zeigt sich, daß besonders Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cu und Ba in diesen Proben gegenüber dem Durchschnitt merklich erniedrigt sind. Andere Proben mit relativ hohen Anteilen an lithogenen Partikeln sind dagegen mit erhöhten SiO<sub>2</sub>-, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-, MgO- und K<sub>2</sub>O-Gehalten verbunden und weisen auf einen erhöhten Eintrag von detritischen Alumosilikaten.

Mit Hilfe des gewonnenen Datenmaterials lassen sich die geochemischen Faziesverhältnisse mit anderen marinen Sedimentationsgebieten vergleichen. Angaben zur Phasenverteilung der Elemente liegen aus dem Pazifik, der Nord- und Ostsee vor. Der vor allem in Nord- und Ostsee zu beobachtende anthropogene Einfluß ist jedoch für das betrachtete Untersuchungsgebiet nicht relevant.

## SEDIMENTATION VULKANIKLASTISCHER PARTIKEL AM REYKJANES RÜCKEN (59°N) - CHARAKTERISIERUNG UND KORRELATION

Wallrabe-Adams, H.-J. & Lackschewitz, K.S.  
GEOMAR Forschungszentrum, Kiel

In Sedimentkernen aus dem mittelatlantischen Reykjanes Rücken treten bis zu sechs Tephrahorizonte auf, die teilweise als deutliche Schichten erkennbar oder zum Teil durch die hohen Anteile vulkanogener Partikel in der Grobfraktions-Analyse nachweisbar sind.

Geochemische Untersuchungen und Altersdatierungen der umgebenden Sedimente erlauben eine Korrelation einiger Horizonte mit bekannten weit verbreiteten Asche-Zonen aus dem Nord-Atlantik (ash zone I and II, RUDDIMAN & GLOVER 1972, RUDDIMAN & MCINTYRE 1984, KVAMME et al. 1989). Einige Horizonte wurden bisher nicht beschrieben, können aber im Bereich des Untersuchungsgebietes ebenfalls als Leithorizonte genutzt werden. Die Ablagerung des vulkanogenen Materials erfolgte zum einen nach einem subaerischen Transport (basaltisch-rhyolitische Aschen von Island), zum anderen sind einige Horizonte aber auch aus dem basaltischen submarinen Vulkanismus der aktiven Spreizungszone des Reykjanes Rückens herzuleiten (angezeigt durch Partikelform, Chemie, Verbreitung).

Die allochthonen Horizonte treten nicht in allen Kernen auf. Der Grund dafür sind die hydrodynamischen Verhältnisse: hohe Bodenströmungen verhindern die Ablagerung der Partikel oder verursachen Resuspension und Abtragung. Die vom Rückenvulkanismus stammenden Partikel sind in ihrer Verbreitung ebenfalls beschränkt. Sie treten im wesentlichen im Zentralgraben und, durch morphologie- und strömungsgesteuerte Umlagerungsprozesse verteilt, auch lokal auf den Rückenflanken auf.





**IAS 94**

**14<sup>th</sup> INTERNATIONAL SEDIMENTOLOGICAL CONGRESS**

**ABSTRACTS**

**Recife - Agosto 94**

## SPATIAL AND TEMPORAL VARIABILITY IN SEDIMENTARY PROCESSES AT THE MID-ATLANTIC RIFT ZONE SOUTH AND NORTH OF ICELAND

LACKSCHEWITZ, K.S. & WALLRABE-ADAMS, H.-J.  
(GEOMAR RESEARCH CENTER FOR MARINE GEOSCIENCES, KIEL, GERMANY)

In order to reconstruct sedimentation processes active in the vicinity of the mid-oceanic ridge, we focused on the distribution patterns of distinct sedimentary facies and on the chronological order of facies types, including their genetic processes. Of pronounced interest were the relation between volcanic, detritic and biogenic particle input and the resulting sedimentary deposits. Dating and correlation of sediment layers allowed us reconstruct changing depositional processes in space and time. Area of investigation was the mid Atlantic Ridge north and south of Iceland, where the geotectonic-structural character as well as the oceanographic and climatic processes are highly important interregional factors influencing the depositional processes.

The section of the mid-Atlantic Ridge north of Iceland is known as the Kolbeinsey Ridge. Its southern part is a single, narrow ridge approximately 20 km wide. The ridge descends northward from the Icelandic shelf to waterdepths of about 1400 m near the Spar-Fracture Zone. The northern part of the ridge is divided into parallel highs and deeps with an axial rift valley.

The modern surface current system in the area studied is characterized by the East Greenland Current which carries cold Polar water southward along the East Greenland shelf and the East Icelandic current, fed by cold Polar and warm Atlantic waters. Norwegian Sea Deep Water penetration from east to west across the ridge may influence bottom near flows on the Kolbeinsey Ridge. In addition, this region is important for climatic development because of its variable extent of the sea ice.

South of Iceland, the typical axial high of the Reykjanes Ridge decrease steadily in amplitude until at about 59°N there is a well defined median valley with flanking rift mountains to the NW and SE. Today the surface current system is dominated by the warm North Atlantic Gulf stream. The Norwegian Sea Overflow Water (NSOW) plays a major role in the modern bottom circulation across the Reykjanes Ridge.

Oxygen isotope stratigraphy and <sup>14</sup>C-AMS dating of the mid-ocean ridge sediments allowed us to reconstruct changing depositional processes in space and time.

Sediments from the Kolbeinsey Ridge show characteristic records of interbedded volcanic ashes, glacial deposits and other sediments, opening a window on the geological and climatic history of the western Iceland Sea. The sediment supply to the northern Kolbeinsey Ridge is almost exclusively terrigenous material derived from sea ice and glaciers during the Late Quaternary. Biogenic calcium carbonate production is only of minor importance because

of the permanent to seasonal sea ice cover. In contrast, sediment cores from the Reykjanes Ridge are characterized by generally high carbonate values. During the last glacial maximum the carbonate content usually decreases to values < 10 %. Although the glacial sediments are characterized by an increase of carbonate terrigenous material. Some of the peaks can be correlated with typical "Heinrich"-layers, which seem to record massive discharge of icebergs from the Laurentian ice sheet. Other peaks may probably reflect surges of the Greenland ice sheet. Most of the sediment cores from the Reykjanes Ridge have relatively constant sedimentation rates during the last glacial and interglacial times. Constant rates, at least during the deglacial interval, may have resulted from compensation of decreased carbonate production by increased terrigenous flux.

Generally, on the Kolbeinsey Ridge sedimentation rates were lowest during the last interglacial (< 1 cm/1000 yrs) and highest during the last deglaciation (6-8 cm/1000 yrs). This range of sedimentation rates reflect variability in the supply of ice-rafted sediments.

Primarily in situ produced volcanic glass particles and small amounts of biogenic and terrigenous components characterize the southern Kolbeinsey Ridge axis area. Sediment cores from the western flank show highest sedimentation rates of more than 10 cm/1000 yrs, reflecting the accumulation of fine volcaniclastic material. At shallow water depths off Kolbeinsey Island, sedimentation is strongly influenced by winnowing and re-sedimentation processes.

The sediment distribution on the Reykjanes Ridge is strongly controlled by bottom current flow over an irregular bottom. Sediment exposed areas of the Reykjanes Ridge reveal a well-sorted foraminiferal sand facies which are interpreted as the result of enrichment by powerful bottom currents. Calculated current velocities from grain-size modes and current measurements are in good agreement and show a maximum of 25 cm s<sup>-1</sup>. In contrast to the foraminiferal sand localities, the clay-rich sediments in the basin within the ridge are indicators of depositional areas protected from strong currents.

Our investigation demonstrates clearly the variability of sedimentation processes that occur at the Mid-Atlantic Ridge south and north of Iceland. This variability can be related to the different geotectonic-structural character of the Reykjanes Ridge and the Kolbeinsey Ridge and the different influence of climatic processes. In both, small-scale bottom current systems play an important role by controlling sediment distribution patterns and sediment transport.

# TERRA NOSTRA

*Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung 1/95*

85. Jahrestagung der Geologischen Vereinigung e.V.  
Zusammenfassungen der Tagungsbeiträge

## GLOBAL CHANGE AND MARINE GEOLOGY



February 22-25, 1995  
Bremen, Germany

# LATE QUATERNARY SEDIMENTATION ON THE MID-ATLANTIC REYKJANES RIDGE: CLAY MINERAL ASSEMBLAGES AND DEPOSITIONAL ENVIRONMENT

B. GEHRKE, K.S. LACKSCHEWITZ and H.-J.  
WALLRABE-ADAMS

(GEOMAR - Research Center for marine  
Geosciences, 24148 Kiel, Germany)

MOR have a large influence on the deep water circulation and on sediment transport. Their morphology control the main flow direction and intensity of bottom currents. To study the relations between morphology and sedimentary processes, several sediment cores obtained from the Reykjanes Ridge (western North Atlantic) were investigated. The studied area of the Reykjanes Ridge is characterized by low spreading and relatively high sediment accumulation rates. Therefore high resolution records have been obtained. Oxygen isotopic records point out a maximum sediment age of 70 ka in the cores.

Granometrical, chemical and mineralogical data were determined to study the sediment composition and distribution.

The sediment distribution in this region is strongly variable, depending on the rough morphology of the active spreading ridge and the strong bottom currents. Areas of erosion (less sediment cover, winnowing of fine material) occurs beside extended basins with high sediment accumulation rates.

The lithology is characterized mainly by biogenous and terrigenous matter, reflecting the variations of the oceanic circulation pattern. Additional to the "normal" pelagic sedimentation volcanic matter is supplied from the MOR and subaerial source regions (e.g. Iceland).

Temporal variability in the sediment composition on the Reykjanes Ridge are first related to the last glacial/interglacial cycle, moreover short-term events could be identified. In comparison to the well known Heinrich-Layers several distinct layers of coarse-grained terrigenous material may indicating additional short cooling

phases. Similar the clay mineral record are predominantly related to the climate depending transport processes. The clay mineral assemblages are characterized by high smectite and illite contents, whereas chlorite and kaolinite are minor components. The predominant smectite (up to 70% of the clay minerals), mainly originated from the volcanogenous Icelandic shelf, reflect strongly the influence of deep water circulation, whereas especially illite dominate in the Heinrich-Layers.

i  
t  
s  
d  
o  
ir

**Statusseminar 1995**

## **„MARINE- GEOWISSENSCHAFTEN“**

**28. - 30. März 1995, Bremen**

### **Kurzfassungen der Vorträge und Poster**

**Veranstalter:**

**Forschungszentrum Jülich GmbH  
Projekträger Biologie, Energie, Ökologie (BEO)  
Außenstelle Warnemünde  
Bereich Meeres- und Polarforschung,  
des Bundesministeriums für  
Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie**

**in Zusammenarbeit mit der  
Universität Bremen  
Fachbereich Geowissenschaften  
Prof. Dr. Ulrich Bleil**



## SO82 - Morphologie, Lagerungsverhältnisse und physikalische Eigenschaften der Sedimente am Reykjanes Rücken bei 59°N

R. Endler<sup>1</sup>, T. Förster<sup>1</sup>, M. Moros<sup>1</sup>, F. Tauber<sup>1</sup>, K.S. Lackschewitz<sup>2</sup>, H.-J. Wallrabe-Adams<sup>2</sup>

<sup>1</sup> - Institut für Ostseeforschung - Warnemünde

<sup>2</sup> - GEOMAR Forschungszentrum für marine Geowissenschaften - Kiel

Seit Oktober 1991 befaßt sich das IOW gemeinsam mit dem GEOMAR - Kiel und dem Geologischen Institut der Universität Greifswald im Rahmen eines BMFT - Verbundvorhabens mit der Untersuchung der Sedimentationsprozesse am Reykjanes Rücken. Weiterhin sind die Universitäten Rostock und Bremen (Sedimentecholotung) sowie die Universität Hamburg, Institut für Geophysik (Tektonik) integriert.

Während der Schiffsexpeditionen SO82 und LO09/93, wurde ein Profilnetz von mehr als 4000 km akustisch vermessen (einschließlich Übersichtsprofilen während der An- und Abfahrten; Sediment- und Fächerecholotung) sowie an 28 Stationen Sedimentproben mittels Großkastengreifer, Kastenlot und Schwerlot gewonnen. Das Arbeitsgebiet umfaßte ein Areal von ca. 40 km \* 70 km und überdeckte den zentralen Riftbereich bei 59°N einschließlich der NW- und SE-Flanken.

Markante topographische Merkmale des Reykjanes Rückens im Arbeitsgebiet sind axiale vulkanische Rücken (AVR), die von der Sohle des Zentralgrabens aus einer Wassertiefe von ca. -1400 m bis zu Wassertiefen von -1000m steil aufragen (Abb. 1). Sie haben eine Orientierung von etwa 16°, weichen deutlich von der Richtung der Rückenachse (36°) ab und sind eine Folge von "schieferm spreading". Ihre Form ist langgestreckt (bis zu 18 km), bei einer durchschnittlichen Breite von 1,5 km bis 3 km. In hochauflösenden 3D-Darstellungen der Hydrosweep Daten sind aufsitzende runde Vulkane, teilweise mit gut ausgebildeter Caldera zu erkennen. Die Oberfläche der AVR ist offensichtlich sehr rau und von steilen Kuppen sowie Brüchen gekennzeichnet. Hinsichtlich Form und Genese sind die Mehrzahl der AVR in ein Anfangsstadium einzuordnen, bei dem vulkanisches Material an Spalten aufsteigt und die Rücken formt. Die AVR füllen den Zentralgraben fast vollständig aus und überragen die Grabenschultern beträchtlich. Nur die dem Grabenrand (innen) vorgelagerten größeren Depressionen deuten die Ausbildung einer Grabenstruktur an. Somit befindet sich das Arbeitsgebiet im Übergangsbereich zwischen der für den nördlichen Teil des Reykjanes Rückens charakteristischen Horst-Struktur des Rifts und der Graben-Rift-Struktur des südlichen Abschnitts. Der undeutlich ausgeprägte Zentralgraben wird nach NW und SE durch stark gegliederte Grabenschultern begrenzt, die aus Tiefen von ca. -1400m bis zu Tiefen von -1200m aufragen. Ab hier ist verstärkt eine axiale Ausrichtung der Formen zu erkennen. Bruchstufen mit Sprunghöhen bis zu mehreren 100 m untergliedern die Flankenbereiche in einzelne Blöcke. Depressionen erreichen Wassertiefen von -1700m und darüber. Im Südosten des Arbeitsgebietes bei 58°53'N 30°20'W erhebt sich ein großer Tiefseeberg bis zu einer Wassertiefe von etwa -900m.

Die obersten Sedimente des Reykjanes Rückens bestehen vorwiegend aus Kalk-Schluffen mit wechselnden Anteilen der Tonfraktion (2-15%). Sie zeigen eine deutlich zonale Verteilung. Generell ist eine Korrelation Morphologie - Sedimentmächtigkeit zu beobachten. Im Bereich des Zentralgrabens mit seiner schroffen Topographie herrscht ein sehr lückenhafte Bedeckung mit Mächtigkeiten von wenigen Dezimetern vor. Größere und teilweise gut geschichtete

Sedimentkörper wurden in den Flankenbereichen gefunden. In den ausgedehnten und tieferliegenden Becken der Flanken erreichen die Mächtigkeiten Werte von 40 m und darüber. Eine starke Sedimentation findet in "strömungsgeschützten" lokalen Becken ("Sedimentfallen") statt, während auf exponierten Hochlagen mit starker Strömung nur sehr wenig Material zur Ablagerung kommt. Die akustisch bestimmten Mächtigkeiten der Ablagerungen sind auf der NW-Flanke deutlich geringer als auf der SE-Flanke des Reykjanes Rückens. Analog verhalten sich die Sedimentationsraten, die an der SE-Flanke mit ca. 18 cm/ky etwa doppelt so hoch sind wie die an der NW-Flanke gefundenen Werte. Möglicherweise verliert das an der SE-Flanke nach Südwesten strömende nordatlantische Tiefenwasser den größten Teil seiner Sedimentfracht bevor es hauptsächlich an der Bight-Bruchzone sowie an der Charlie Gibbs - Bruchzone den Reykjanes Rücken durchquert und an der NW-Flanke wieder nach Norden fließt. Das unterschiedliche Sedimentationsgeschehen in den NW- und SE-Flankenbereichen spiegelt sich auch in den physikalischen Eigenschaften der Sedimente wieder. Die mittleren Rohdichten der holozänen Ablagerungen liegen im Bereich der NW-Flanke bei ca. 1,31 g/cm<sup>3</sup>, im Zentralgraben bei ca. 1,29 g/cm<sup>3</sup> und im Gebiet der SE-Flanke bei ca. 1,23 g/cm<sup>3</sup>. Gleichmaßen verhalten sich die Wassergehalte (NW-Flanke ca. 60%; SE-Flanke ca. 64%).

## **Sedimentverteilung und Sedimentationsgeschichte am Reykjanes Rücken zwischen 59°N und 60°N**

Lackschewitz, K.S., Gehrke, B., Wallrabe-Adams, H.-J. & Thiede, J. (GEOMAR  
Forschungszentrum für Marine Geowissenschaften der Universität Kiel)  
Endler, R. (Institut für Ostseeforschung, Warnemünde)  
Kreisel, K., Mrazek, J. (Fachbereich Geowissenschaften, Universität Greifswald)

Anhand von paläontologischen, mineralogischen und geochemischen Untersuchungen an 25 Oberflächenproben und 10 Sedimentkernen aus dem Bereich des Reykjanes Rückens zwischen 59°N und 60°N sollen die rezenten und spätquartären Sedimentationsprozesse und ihre Veränderungen rekonstruiert werden. Als Grundlage für die Interpretation der Ergebnisse dienen hochauflösende Sauerstoffisotopenkurven und absolute AMS <sup>14</sup>C-Datierungen. Aufgrund der relativ hohen Sedimentationsraten im Arbeitsgebiet, die zwischen 5 bis 20cm/1000 Jahre liegen, sind die z.T. sehr rasch einsetzenden Veränderungen in den Sedimentationsbedingungen deutlich in den Sedimentschichten dokumentiert, besonders in geschützten Beckenbereichen, die nicht durch starke Bodenströmungen verändert sind. In diesen Bereichen können wir auch die mächtigsten Sedimentablagerungen von mehr als 40m beobachten. Im Gegensatz dazu sind der innere Riftbereich und vereinzelt auftretende Seamounts nur gering mit Sediment bedeckt bzw. sedimentfrei.

Untersuchungen zur Hydrodynamik der Oberflächensedimente wurden mit der Sedimentationswaage durchgeführt. Generell können durch die Verteilungsmuster zwei Gruppen unterschieden werden. Die eine Gruppe sind Oberflächensedimente, deren Zusammensetzung gleichzeitig durch unterschiedliche Sedimentationsprozesse beeinflusst wird (vertikaler Eintrag kalkigen und kieseligen Planktons, lateraler Eintrag von siltig-tonigem Detritus, Umlagerung). Sie sind durch eine oft mehrmodale asymmetrische Sinkgeschwindigkeits- (PSI-) Kurve gekennzeichnet. Die andere Gruppe sind Sedimente, die durch starke Strömungen sehr gut sortiert sind und durch meist einmodale, symmetrische PSI-Kurven charakterisiert werden. Diese strömungsbeeinflussten Ablagerungen treten vor allem im Bereich der Rückenachse und in exponierten Lagen der SE-Flanke auf. Auf der NW-Flanke werden solche gut sortierten und erosiv beeinflussten Oberflächensedimente nicht beobachtet. Die Oberflächensedimente der NW-Flanke sind durch ihre einheitlich hohen CaCO<sub>3</sub>-Werte (50 bis 70%) gekennzeichnet, während sich die z.T. niedrigeren CaCO<sub>3</sub>-Werte auf der SW-Flanke auf die stärkere Verdünnung durch tonig-siltigen Detritus erklären lassen. Dabei wird generell ein hoher Anteil an Smektit beobachtet, der auf eine signifikante Lateralzufuhr durch das "Norwegian Sea Overflow Water" vom Island-Faröer Rücken zurückgeführt wird. Im Gegensatz dazu sind die stark strömungsbeeinflussten Stationen durch relativ niedrige Smektitgehalte und erhöhte Illitgehalte charakterisiert.

Die Abbildung der bodennahen Strömung wird an diesen Stationen nicht nur durch die Korn- und Mineralverteilung im Sediment aufgezeichnet, sondern auch durch die Verbreitungsmuster

der suspensionsfiltrierenden benthischen Foraminiferen, wie *Rupertina stabilis* und *Cibicides lobanulus*. Es zeigt sich ferner, daß in den Oberflächensedimenten der NW-Flanke die Suspensionsfresser, wie *Cibicidoides wuellerdorfi*, höhere Anteile als in denen der SE-Flanke aufweisen. Dies ist im direkten Zusammenhang mit der Intensität der Tiefenwasserströmung zu sehen, die zur lateralen Advektion von Nährstoffpartikeln beiträgt. In den tiefsten Beckenbereichen des Untersuchungsgebietes dominieren schließlich die Infauna-Arten, wie *Bulimina exilis*, die gekoppelt sind an hohe organische Kohlenstoffgehalte und eine starke Sauerstoffzerrung im Sediment.

Die fossilen Plankton- und Benthosgemeinschaften in den Sedimentkernen zeichnen die Strömungsmuster und ihre Veränderlichkeit während der letzten 70.000 Jahre nach. Mit dem Beginn des letzten Glazials wird eine deutliche Abnahme in den Kalziumkarbonatakkumulationsraten bis zu glazialen Werten  $< 1 \text{ g/cm}^2 \cdot 10^3$  beobachtet. Im Zeitraum um 55.000 Jahren deuten hohe Karbonatakkumulationsraten (s. Abb.) verbunden mit einem Anstieg an temperierten planktischen Foraminiferenarten auf einen Zustrom wärmerer Oberflächenwassermassen. Anschließend kann erst mit Beginn des Holozäns wieder ein drastischer Anstieg in den Karbonatakkumulationsraten beobachtet werden. Das Fehlen von Suspensionsfiltrierern wie *C. wuellerdorfi* indiziert eine langanhaltende Phase von Strömungsarmut im Bodenwasser während der letzten Eiszeit. Das Konzentrationsminimum der Art *Epistominella exigua* zwischen 22.000 und 12.000 Jahren weist dabei vermutlich auf die maximale Eisausdehnung verbunden mit einer starken Reduktion in der nordatlantischen Tiefenwasserzirkulation. Erst die signifikante Zunahme in der Individuenanzahl zahlreicher benthischer Foraminiferenarten vor ca. 11.000 Jahren dokumentiert die nacheiszeitlich wieder vollausgebildete Tiefenwasserzirkulation und eine damit verbundene Zunahme in der Primärproduktion.

Deutliche Änderungen in den Sedimentationsbedingungen können auch in der mineralogischen Zusammensetzung beobachtet werden. In nahezu allen Kernen tritt vulkaniklastisches Material auf. Erhöhte Gehalte ( $> 5\%$ ) sind in bestimmten Tiefen-Zonen zu beobachten, die sich zum größten Teil über die Kerne korrelieren lassen. Außer wenigen bereits makroskopisch erkennbaren Lagen, ist in den meisten Zonen das vulkanische Glas dispers verteilt. Die Morphologie der vulkanischen Partikel kennzeichnet sie als überwiegend durch explosive Eruptionen entstanden. Den größten Anteil haben blockige-geringblasige, seltener hoch-blasige, dunkelbraune (basaltische) Partikel. In zwei Zonen treten charakteristische farblose Gläser auf (bubble wall shards), die eine rhyolitische Zusammensetzung haben. Diese beiden Zonen entsprechen den bekannten Asche-Zonen I und II im Nord-Atlantik. Die geochemische Zusammensetzung des basaltischen Materials zeigt eine breite Variabilität, z.B. im  $\text{TiO}_2$ - und  $\text{K}_2\text{O}$ -Gehalt. Insgesamt ergibt sich jedoch eine Verteilung, wie sie für Island charakteristisch ist und das somit als Herkunftsgebiet angenommen werden kann.

Die gute Korrelation der meisten dieser Aschezonen mit erhöhten Akkumulationsraten eistransportierten Materials (IRD) (s. Abb.) lässt auf einen Transport der meisten vulkanischen

Partikel in das Arbeitsgebiet durch Meereis und/oder Eisberge schließen. In der Aschenzone II muß neben dem Eiseintrag auch ein subaerischer Eintrag postuliert werden, während für eine Aschenlage bei ca. 52.000 Jahren mit geringem IRD-Eintrag auch submarine Prozesse vermutlich eine Rolle spielen. Während die Phasen mit einem erhöhten Eintrag von eistransportierten basaltischen Partikeln auf eine Eiszufuhr von Norden deuten, weisen die den Heinrich-Events zeitgleichen Terrigen-Peaks mit nur sehr geringen Anteilen von vulkanische Partikel, aber mit erhöhten Illit-, Chlorit- und Kaolinitgehalten (s. Kurzfassung Gehrke et al.), auf eine zunehmende Herkunft des Eises vom Laurentischen Eisschild.



# **TERRA** **abstracts**

ISSN 0954 4887

Abstract supplement N°. 1 to *TERRA nova*, volume 7, 1995

**EUG 8**  
Strasbourg,  
France  
9-13 April 1995



**An Official Journal of the  
European Union of Geosciences**

Blackwell  
Scientific  
Publications

OXFORD  
LONDON • EDINBURGH  
BOSTON • MELBOURNE  
PARIS • BERLIN • VIENNA

# OS1 PALEONTOLOGY, STRATIGRAPHY AND SEDIMENTOLOGY

OS1 (1)  
ASSESSMENT OF COMPUTER MODELLING AS A TOOL IN  
CONSTRAINING THE INFILL ARCHITECTURE AND IN REFINING  
THE SUBSIDENCE HISTORY OF SEDIMENTARY BASINS  
Docherty, C., Taberner, C., Waltham, D.

Institute of Earth Sciences, Jaime Almera, Marti i Franques s/n.  
08028 Barcelona, Spain.  
Department of Geology, Royal Holloway, University of London,  
Egham, Surrey TW20 0EX, England.

Modelling by computer of the physical processes involved in  
infilling sedimentary basins help us constrain the parameters that  
control the sedimentary record. In this paper, a computer model  
based on algorithms that simulate the major clastic and carbonate  
processes as well as their interaction, is applied to the Centelles area  
of the easternmost South Pyrenean foreland basin. This area  
provides a data set necessary for testing the computer model, where  
a critical parameter is subsidence rates for the area, derived from  
detailed magnetostratigraphic analysis constrained by absolute  
dating. Two main unconformities allow three main sequences to be  
distinguished in the Centelles section. These unconformities  
developed at the top of previously-eroded delta-lobe deposits and are  
erosional in character. The deposits overlying the erosional surfaces  
are thin, coarse-grained units, above which sedimentary facies  
reflect an increase in the depth of deposition. The erosional surfaces  
and coarse-grained infill extend into the distal marls. Using total  
subsidence derived from magnetostratigraphic dating in the model,  
it was found that in order to reproduce the erosion surfaces seen in  
the Centelles section, pulses in subsidence/uplift and/or eustatic sea  
level with magnitudes of 25-70 m over time periods of 50 ka were  
needed. These are on the order of eustatic changes. However,  
eustasy may be discounted as there is no record of onland ice caps  
at this time, and it is unlikely that these pulses are the result of  
foreland geodynamics such as thrust emplacements or intra-plate  
stress, due to the high angles of the tilted deposits over a short  
horizontal distance. Rather, the explanation could be local tectonic  
controls associated with the bordering Catalan Coastal Ranges  
situated southeast of the foreland margin. Computer modelling has  
permitted to detect short-term variations in subsidence otherwise  
difficult to identify.

OS1 (2)  
COMPUTER-AIDED 3D-RECONSTRUCTIONS OF  
ARCHITECTURAL ELEMENTS IN FLUVIAL SUCCESSIONS  
Valdivia-Manchego, M.

Geological Institute, University of Bonn, Bonn, Germany

A method combining stereophotogrammetric survey and a  
computer-aided geometric evaluation was developed for the 3d-  
reconstruction of fluvial architectural elements. Visible  
structures in lateral profiles, representing lines of outcrop of  
sedimentary boundary surfaces, are documented in sets of  
stereomages and digitized as polylines with 3d-coordinates. The  
application of triangulation algorithms along the course of the  
polylines allows a first approximation of the original surfaces.  
Through the calculation of dip and azimuth for the triangles  
conforming the surfaces it is possible to analyse statistically their  
shape and orientation, providing a quantitative measure for  
further comparisons. The application of these techniques to the  
well developed pliocene fluvial sequences of the Hambach lignite  
open cast mine in the central Lower Rhine Basin (Germany), led  
to a detailed sedimentological interpretation of the surveyed  
sequence. Taking into account size, shape, the relative and the  
absolute position of the boundary surfaces in the outcrops, 3d-  
models of the observed crossbeds were calculated and visualized.  
This represents a fundamental approach to improve the recog-  
nition and the interpretation of genetic units by means of paleo-  
current analysis and definition of flow conditions in a fluvial  
system.

OS1 (3)  
BASIN SUBSIDENCE, SEDIMENTATION RATE AND RELATIVE  
SEA-LEVEL CONTROLS ON THE PRESERVATION OF PLANT  
MATERIAL  
Hofmann, G.C.

Geozentrum, Institut für Paläontologie, Althanstrasse, 1190 Vienna,  
Austria

Subsidence rates should be considered when dealing with not  
only the structural/sedimentation aspects of basin development but  
also the controls on the taphonomy of plant material. A tectonic  
setting with a high subsidence and a high sedimentation rate, such as  
the Ruhr Coalfield (Germany), displays significant differences in the  
preservation of plant parts and coal seams compared to a basin with  
a low to moderate subsidence and a relatively high sedimentation  
rate, such as the Cullin Basin (Britain). However, a low subsidence  
and a low sedimentation rate, such as in the South Wales Coalfield  
(Britain) can cause the same scenario as a setting with both high  
subsidence and sedimentation rate. All three examples are from the  
Upper Carboniferous.

The South Wales and the Ruhr Coalfields, known to be foreland  
basins, are famous for their economically important coal seams and  
roof shales rich in plant assemblages (Lower and Middle Coal  
Measures and "flözführendes Karbon", respectively) deposited  
during late Namurian and Westphalian A to C times. Subsidence and  
sedimentation and the eustatic sea-level oscillations were balanced in  
such a way that numerous peat-bearing strata and plant shales  
evolved in deltaic environments. However, younger (Westphalian  
C/D) strata were deposited in a phase of decreasing subsidence rates  
but higher sedimentation rates, yielding fluvio-clastics, with several  
horizons of driftwoods and negligible coal contents, and marine  
bands (Pennant Measures and Dorchester Schichten, respectively).

The Cullin Basin is an example of a slowly increasing subsidence  
rate with time due to the primary extensional and then compressional

tectonic regime. Additionally, the sedimentary influx was high  
during both the thermal and flexural subsidence stages. The high  
sedimentation rate omitted most of the eustatic signals and  
suppressed the development of peat-bearing strata. Only a few thinly  
developed palaeosols, a thin coal band and a few horizons with plant  
compressions have been preserved in Westphalian A/B strata. The  
youngest strata (Westphalian C) are characterized by very high  
sedimentation rates, leading to a thick lacustrine sequence of  
sandstones with interlayered mudstones, associated with driftwood  
horizons and hash layers, respectively.

OS1 (4)  
THE LATE PERMIAN AND TRIASSIC OF THE DOLOMITES  
(SOUTHERN ALPS, ITALY) : SEQUENCE STRATIGRAPHY,  
BASIN EVOLUTION  
Zühlke, R., Bechstadt, T.

Geolog.-Paläont. Institut, Universität, Heidelberg, Germany

The late Permian to early Jurassic succession of the Dolomites docu-  
ments a small-scale partitioning of the sedimentary basin with distinct lateral  
changes in facies and thickness especially during the middle Triassic.  
The sequence stratigraphic and basin development model is based on:  
(1) more than hundred sections; (2) analysis of lithological, stratigraphic  
patterns, paleobathymetric trends; (3) paleogeographic reconstructions, basin  
analysis in conglomerates, epoch maps; (4) accommodation analysis in  
5th order cycles; (5) sequence stratigraphic correlations of 3rd and 4th  
order (para-) sequences along basin transects over 80-160 km; (6)  
modeling of decompressed subsidence histories (burial history); (7) stratigraphic  
modeling of selected areas; (8) correlation of sequence stratigraphic  
data from the NW-Tethys and other independent basins.

The late Permian (Dachstein) to early Jurassic (Mellau) succession  
comprises 19 sequences (3rd order). Sequences are well correlated over  
the central and eastern Southern Alps in areas with decompressed total  
subsidence rates between 250 mm/ka and 20 mm/ka. In these areas sea-  
level changes were the main controlling factor of deposition. They were  
active in large parts of the NW-Tethys based on existing biostratigraphic  
data (e.g. late Scythian-late Anisian, late Frasnian-early Carnian). Long-  
term changes in accommodation (regressive/transgressive trends, 2nd  
order) were significantly influenced by changing total subsidence rates.

Deposition in areas with decompressed total subsidence rates of >250  
mm/ka and <20 mm/ka was primarily controlled by varying subsidence/up-  
lift rates and associated processes, e.g. input of terrigenous clastics from  
emerged topographic highs. Sea-level changes did not significantly  
influence deposition in these areas. In the Southern Alps, laterally homo-  
geneous subsidence rates prevailed during the late Permian to late  
Scythian and the Carnian to early Henanlian. Different tectonic sub-  
sidence/uplift rates existed during the late Scythian to early Carnian.  
Subsidence rates significantly changed over intervals of as little as 2-5 ma  
and controlled the development of sequences and their bounding  
unconformities (subaerial, correlative, drowning unconformities).

OS1 (5)  
CARBONATE RAMP SANDBODY DEVELOPMENT IN HIGH-  
RESOLUTION SEQUENCE STRATIGRAPHY  
Watkinson, M.

Department of Geological Sciences, University of Plymouth,  
Plymouth, PL4 8AA, UK

High resolution sequence stratigraphy involves the  
identification of cyclothems and the way these stack within lower  
order composite sequences. Stacked sets of high-order sequences  
or parasequences may show progradational, aggradational or  
retrogradational trends depending on the relationship of net  
sedimentation rate to the rate of addition of new accommodation.  
The response of any part of a carbonate ramp system to relative  
changes in sea-level is controlled by differential subsidence rates  
across the ramp, sedimentation rate and eustasy. A key difference  
between ramp systems and other depositional settings is that the  
sediment is produced in a broad zone around the shoreline.  
Sediment produced in this zone is re-distributed by physical  
sedimentological processes to other parts of the ramp. During  
both high-frequency and longer term changes in relative sea-level  
the sense and volume of net sediment flux changes. This leads to  
the development of characteristic types of carbonate sandbodies  
within the parasequences and high-order sequences which make up  
cyclothem sets.

Progradational parasequence sets typify composite  
sequence highstands and are characterised by barrier island  
systems with well developed ebb-tidal delta deposits. If a type-1  
composite sequence boundary develops then prograding sequence  
sets composed of strandplain deposits devoid of back-barrier  
facies, tidal inlets or deltas will be present. Type-2 composite  
sequence boundaries may be overlain by aggrading parasequences  
or high-order type-2 sequence sets composed of barrier island  
facies. Transgressive, retrogradational parasequences are  
characterised by increased sediment flux to back-barrier lagoons  
with washover fan, tidal inlet and flood-tidal delta sandbodies  
composing the bulk of the parasequence.

OS1 (6)  
TERTIARY DRAINAGE DEVELOPMENT AND SEDIMENT  
DISPERSAL PATTERNS ON THE WESTERN MARGIN OF THE  
RHONE RIFT, SOUTHERN FRANCE  
Egerton, P.D., Collier, R.E.L.

Department of Earth Sciences, University of Leeds, Leeds, LS2  
9JT, UK

The characterisation of fluvial drainage development in ancient  
rift basins can provide valuable insights into spatial and temporal  
variations in sediment supply, within pre- & syn-rift depositional  
sequences. Pre-rift fault structures may exert a significant  
influence on sediment transport pathways and the location of  
drainage catchments inherited during the syn-rift.  
The Languedoc Basin in southern France provides an  
opportunity in which to analyse the effects of pre-existing  
structural topography on sediment distribution and  
composition.

Active extensional tectonics operating during the Oligocene-  
Miocene (ca. 30-21 Ma) generated a series of half-graben basins  
along the Western margin of the Rhone graben. These  
extensional depocentres were superimposed upon an array of  
Palaeocene-Eocene (ca. 65-43 Ma) thrust-top basins and growth  
anticlines. Extensive palaeocurrent data derived from four key  
depositional time slices linked to a heavy mineral, petrographic  
and clast compositional analysis have enabled a new  
reconstruction of Tertiary drainage development to be  
established.

During early Eocene pre-rift times palaeocurrent data indicate a  
significant flow vector from west to east along the axis of the  
Montpellier thrust-top basin. Heavy mineral compositions testify  
to the influx of first cycle source-diagnostic metamorphic  
detritus including blue sodic amphibole, garnet and kyanite  
grains which can be linked to uplifted Hercynian basement  
sources. Late Eocene deposits display unimodal flow vectors  
from south-east to north-west, but with significant local  
variations in flow patterns and compositions. Syn-rift Oligocene  
drainage patterns and sediment composition exhibit local  
affinities reflecting the dominance of relatively small footwall  
and axial catchments draining uplifted Eocene clastics and  
Mesozoic basement limestones.

OS1 (7)  
SEDIMENTOLOGY OF CRETACEOUS TO CENOZOIC  
FOREARC BASINS FORMED BY RIDGE COLLISIONS, TAITAO  
PENINSULA - GOLFO DE PENAS REGION, SOUTHERN CHILE  
Diemer, J.A., Forsythe, R.D.

Department of Geography and Earth Sciences, University of North  
Carolina at Charlotte, Charlotte, NC 28223, USA

The Taitao Peninsula - Golfo de Penas region (west coast of Chile  
between 46 and 47 degrees S) is situated in the complex forearc of  
the South American plate at the southern end of the dextral  
Liquiñ-Ofqui fault zone and adjacent to the Chile Rise triple  
junction. The region contains Cretaceous to Cenozoic clastic  
sediments which accumulated during four discrete subsidence  
events: ~1 km of Cretaceous (Barremian to Aptian palynomorphs)  
sediments occur near Puerto Barrios; ~2 km of Eocene (forams)  
sediments occur at Puerto Good on Isla Byron; ~3 km of Miocene  
(palynomorphs and macrofauna) sediments occur in the Grupo  
Chaican islands; and ~3 km of sediments and interbedded  
volcanics cap the Pliocene (forams) Taitao ophiolite at Bahía San  
Andrés. The sequences comprise fining upward clastic  
successions composed of proximal fan delta, wave-dominated  
shelf, and distal submarine fan deposits. Forearc highs to the north  
and west composed of pre-Late Jurassic metamorphic basement  
supplied sediment to the basins. The Cretaceous, Eocene and  
Miocene intervals of basin subsidence likely record extensional  
accommodations within the forearc to dextral slip along the  
Liquiñ-Ofqui fault. The Pliocene basin subsidence is related to  
subduction of the Chile Rise and rifting of a forearc basin.  
Faulting, tilting, uplift and erosion of the sequences occurred  
during intervals of forearc restructuring believed to coincide with  
multiple ridge collisions.

OS1 (8)  
THE MID-OCEAN RIDGE SEDIMENTARY ENVIRONMENT  
Wallbre-Adams, H.J., Lackschewitz, K.S., Genke, B., Thiede, J.

GEOMAR Research Center for Marine Geosciences, Kiel, Germany

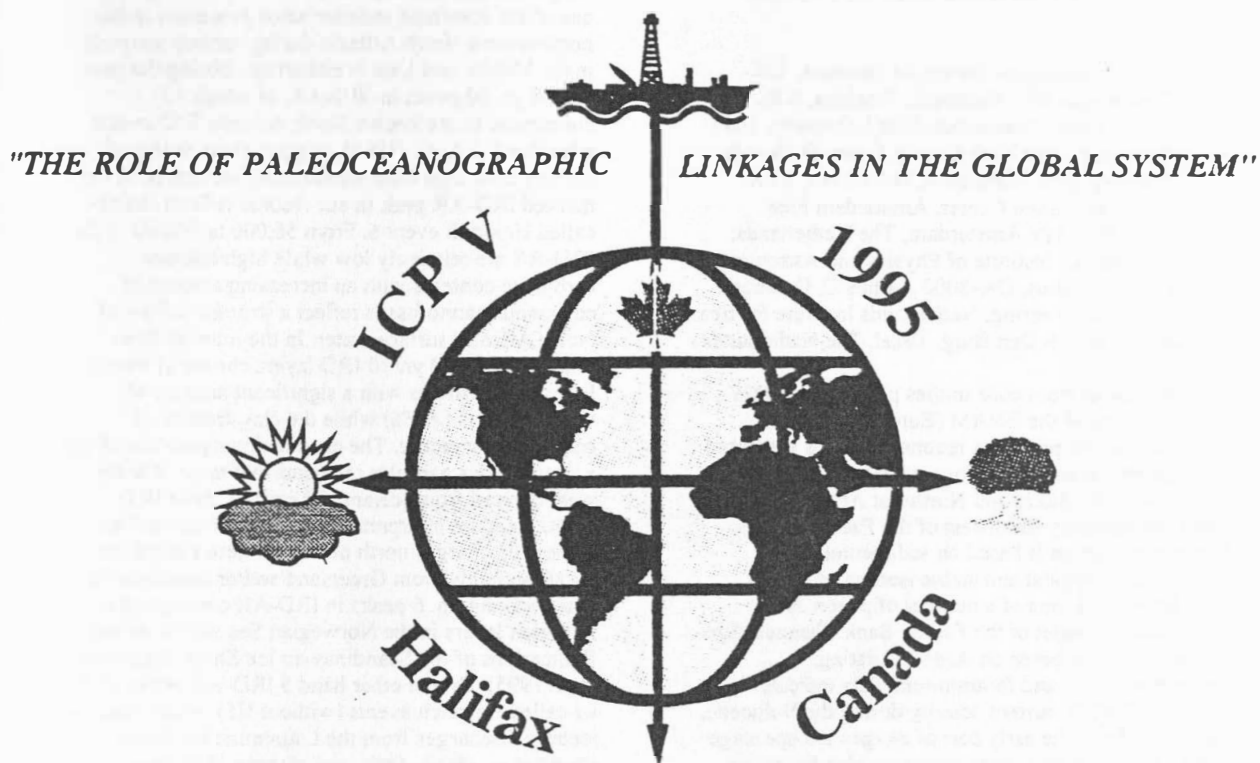
Beside spectacular processes at mid-ocean ridges such as local  
hydrothermal venting and deposition of metalliferous matter,  
ridges show a specific sedimentary environment compared to  
ocean basins and continental shelf areas.

Studies of sediment composition, distribution, and  
hydrodynamic properties have been done on the Kolbeinsyde Ridge  
north of Iceland and the Reykjanes Ridge near 59°N.

The hemipelagic sediments of the Kolbeinsyde Ridge are  
characterized by a high content of ice rafted debris (60-90 grain%  
of sand fraction). In the southern part a large input from  
submarine mid-ocean ridge volcanism is present (up to 90% of  
bulk sediment). In comparison Reykjanes Ridge sediments  
generally have a high biogenic carbonate content in Holocene  
sediments (40-60 wt% CaCO<sub>3</sub>), minor ice-rafted debris and little  
volcanic input mainly from subaerial volcanic sources.

The very different sediment types in both regions as well as local  
facies variations in each area show comparable hydrodynamic  
properties. Grain size distribution and settling velocity  
experiments proved to be useful to characterize these properties.  
The results indicate hydrodynamic conditions which are thought  
to be typical of the ridge sedimentation environment and  
demonstrate the general influences of bottom current systems and  
secondary transport processes (mass flows, turbidites,  
resuspension).

# ICP V PROGRAM & ABSTRACTS



**5TH INTERNATIONAL CONFERENCE ON PALEOCEANOGRAPHY**

**OCTOBER 10-14, 1995**

**HALIFAX, NOVA SCOTIA, CANADA**

ocean correlation points to highly coupled ocean-land climate change during isotope stage 5 (70-130 ka).

**THE FAEROE-SHETLAND GATEWAY:  
NORWEGIAN SEA OVERFLOW ACTIVITY AND  
NE-ATLANTIC SURFACE WATER  
HYDROGRAPHY DURING THE PAST 150,000  
YEARS**

Kuijpers, A., Geological Survey of Denmark, DK-2400 Copenhagen NV, Denmark; Troelstra, S.R., Geomarine Center, Amsterdam Free University, 1081 HV Amsterdam, The Netherlands; Oppo, D. Woods Hole Oceanographic Institution, MA 02543, USA; Wisse, M., Geomarine Center, Amsterdam Free University, 1081 HV Amsterdam, The Netherlands; Heier Nielsen, S., Institute of Physics and Astronomy, University of Aarhus, DK-8000 Aarhus C, Denmark, and T.C.E. Van Weering, Netherlands Institute for Sea Research, 1790 AB Den Burg, Texel, The Netherlands

Using results from core studies performed within the framework of the ENAM (European North Atlantic Margin) project, a reconstruction is presented of longterm variations of Norwegian Sea Overflow Water (NSOW) fluxes and Northeast Atlantic surface water hydrography southwest of the Faeroe Islands. The reconstruction is based on sedimentological, micropaleontological and stable isotope studies of Core ENAM-33, one of a number of piston cores taken near the outlet of the Faeroe Bank Channel. Age control is further based on AMS  $^{14}\text{C}$  dating. Sedimentological and foraminiferal data indicate enhanced NSOW current activity during the Holocene, Bölling-Allerød the early part of oxygen isotope stage 3 and parts of stage 5. Indications are also found for enhanced NSOW flow prior to stage 5. These time intervals are characterized by an abundant benthic foraminiferal fauna, whereas this fauna is greatly reduced during the other (glacial) stages. The fluctuations in current regime are clearly marked by the benthonic foraminiferal *Cassidulina crassa/laevigata* ratio.

Maximum planktonic foraminiferal productivity occurred in stage 5, an interval also characterized by abundant occurrence of pteropods and sponges. The planktonic foraminiferal faunal composition and abundancies indicate the highest SST having occurred during the early part of stage 5, i.e. in substage 5e.

**LATE QUATERNARY NORTHERN ICE SHEETS  
FLUCTUATIONS: EVIDENCE FROM SHORT-  
TERM VARIATIONS IN THE SEDIMENT  
COMPOSITION OF NORTHWESTERN NORTH  
ATLANTIC SEDIMENT CORES**

Lackschewitz, K.S., Gehrke, B., Thiede, J., Wallrabe-Adams, H.-J., GEOMAR Research Center for Marine Geosciences, D-24148 Kiel, Germany; Baumann, K.-H., University of Bremen, D-28334 Bremen, Germany; Endler, R., Institut für Baltic Research, D-

18119 Warnemünde, Germany; Bonani, G., ETH Zürich, CH-8093 Zürich, Switzerland; Erlenkeuser, H., University of Kiel, D-24098 Kiel, Germany and J. Heinemeier, University of Aarhus, DKK-8000 Aarhus C, Denmark

The accumulation rates of coarse lithogenic material (IRD-AR) in sediment cores from the Reykjanes Ridge indicate that deposition from ice-rafting was one of the dominant sedimentation processes in the northwestern North Atlantic during various intervals in the Middle and Late Weichselian. During the past 70,000 yr, 20 peaks in IRD-AR, of which 12 correspond to the known North Atlantic IRD events after Bond & Lotti (1995), suggest short events of iceberg discharge from surrounding ice sheets. A first marked IRD-AR peak in our records reflects the so-called Heinrich event 6. From 56,000 to 50,000 yr the IRD-AR are relatively low while high calcium carbonate contents with an increasing amount of calcareous nannofossils reflect a stronger inflow of North Atlantic surface water. In the interval from 50,000 to 10,000 yr, 10 IRD layers consist of coarse lithogenic particles with a significant amount of volcanic glass (> 5%) while the clay-fraction is enriched in smectite. The chemical composition of the volcanic glass particles indicates that most of them were derived from Iceland. Therefore, these IRD-peaks could be interpreted as a result of intensified iceberg discharges north of 60°N where a large ice sheet, probably from Greenland and/or Scandinavia, was breaking up. 6 peaks in IRD-AR correspond to IRD-rich layers in the Norwegian Sea which reflect fluctuations of the Scandinavian Ice Sheet (Baumann et al. 1995). On the other hand 5 IRD-AR peaks of the so-called Heinrich events (without H5) reflect massive iceberg discharges from the Laurentide Ice Sheet (Bond et al. 1992). Only one of these IRD layers corresponds exactly to a Norwegian Sea IRD-rich layer. But 3 of the Heinrich layers also contain significant amounts of basaltic glass particles from Iceland suggesting a link between the behavior of at least two ice sheets. This coincidence seems to point at an external forcing whereas the noncoherent rapid ice sheet advances may be explained by internal forcing of the individual ice sheets.

**TORE SEAMOUNT (IBERIAN MARGIN):  
CONFLUENCE OF OCEANIC AND  
CONTINENTAL PROCESSES DURING THE LATE  
QUATERNARY.**

Lebreiro, S.M., Institute of Oceanographic Sciences-DL, Wormley, Godalming, UK, GU8 5UB; Moreno, J.C.; Abrantes, F., Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, Portugal, 1200; Weaver, P.P.E., Institute of Oceanographic Sciences-DL, Wormley, Godalming, UK, GU8 5UB; and N. McCave, University of Cambridge, Cambridge, UK, CB2 3EQ.

The Tore Seamount, off the Iberian margin, is influenced by the North Atlantic oceanic circulation and continental processes such as coastal upwelling.